

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
Ústav petrologie a strukturní geologie

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie



Hana Ditterová

**Kvantitativní charakterizace textur
ve vulkanických horninách:
studie trachybazaltu Dubičné**

**Quantitative description of textures in volcanic rocks:
case study of trachybasalt from Dubičná**

Bakalářská práce

Praha 2012
Vedoucí bakalářské práce: Mgr. David Dolejš, Ph.D.

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracovala samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

V Praze, dne 29. srpna 2012

ABSTRAKT

Kvantitativní charakterizace textur, resp. distribuce velikostí zrn, představuje základ pro geologické interpretace kinetických procesů v průběhu krystalizace magmatických hornin. Nejčastější metodou je znázornění logaritmické populační hustoty krystalů a lineární velikosti krystalů, kde většina magmatických hornin má přímkový trend. Sklon trendu umožňuje odhad charakteristické zrnitosti, resp. rychlosti a času krystalizace, a relativní pozice odpovídá nukleační hustotě. Výsledný trend představuje především distribuci populací krystalů produkovaných kinetickými procesy, ale může být dále modifikován, např. mechanickou akumulací nebo separací krystalů, míšením magmat nebo Ostwaldovým zráním v přítomnosti taveniny. Použití distribuce velikostí zrn na magmatické horniny se v petrografických výbrusech opírá o zdánlivé údaje získané z dvojrozměrného řezu a podléhá opravě za použití různých stereologických metod a algoritmů. Za účelem aplikace těchto poznatků byla provedena kvantitativní analýza distribuce velikostí zrn klinopyroxenu z trachybazaltového lávového proudu Dubičné u Úštěku. Tento výlev patří mezi produkty kenozoického vulkanismu na území Českého masívu, resp. jeho hlavní etapy v průběhu eocénu až miocénu v Českém středohoří. Draselný trachybazalt má výrazně porfyrickou mikrostrukturu s vyrostlicemi diopsidu o velikosti až 6 mm, v množství 17 obj. %. Základní hmota horniny z klinopyroxenu, plagioklasu (labradoritu), anortoklas-sanidinu, titanomagnetitu, biotitu (oxyflogopitu až oxyannitu), apatitu a sekundárního karbonátu je velmi jemnozrná. Krystalizační teploty živců byly stanoveny v rozmezí 710-780 °C, resp. 780-880 °C, podle různých termodynamických kalibrací. Distribuce velikostí zrn klinopyroxenu má téměř lineární, slabě konkávní průběh, způsobený nadbytkem velkých zrn (nad 3.5 mm), nedostatkem zrn ve střední velikosti, a je výrazně ochuzena o nejmenší zrna (do 0.5 mm). Nadbytek velkých zrn při pozvolném a plynulém zakřivení trendu je interpretován jako výsledek mechanická akumulace fenokrystů v mateřském rezervoáru. S využitím vztahu charakteristické délky a rychlosti růstu minerálů v bazaltových jezírkách na Havaii i fosilních vulkanických systémech lze určit časový interval růstu klinopyroxenu na 13 až 127 let. Růst hlavní části klinopyroxenové populace představuje rychlou, patrně episodickou událost, která nepřesáhla ~100 let. Výrazná absence mikrokrytů o velikosti menší než 0.5 mm je interpretována jako důsledek Ostwaldova zrání před vlastní erupcí a vznikem lávového proudu.

ENGLISH ABSTRACT

Quantitative description of textures, in particular, the distribution of grain sizes, is becoming a powerful tool for interpreting kinetic processes that govern crystallization of igneous rocks. Variation in grain size are frequently represented by logarithm of population density vs. linear crystal size, where the majority of igneous rocks forms a linear trend. Its slope provides an estimate of characteristic grain size, or growth rate and crystallization time, whereas the intercept provides the nucleation density. The log-linear trend is predicted to result from kinetic nucleation and growth processes only, whereas its modifications such as kinks or curvature are due to mechanical separation or accumulation of crystals, magma mixing or Ostwald ripening (coarsening) in the presence of melt. In order to investigate the true, three-dimensional crystal size distribution, the raw two-dimensional data acquired from thin sections or rock slabs must be processed by various stereological methods. We illustrate application of quantitative textural measurements to distribution and origin of clinopyroxene crystals in a trachybasaltic lava flow from Dubičná near Ústě. This effusion belongs to Cenozoic volcanic products in the Bohemian Massif, specifically to its main Eocene-Miocene stage in the České středohoří Mts. The trachybasalt has a conspicuous microporphyritic texture with diopside phenocrysts up to 6 mm large representing 17 % of the rock volume. The very fine-grained matrix consists of clinopyroxene, plagioclase (labradorite), anorthoclase-sanidine, Ti-rich magnetite, biotite (oxy-phlogopite to oxy-annite), apatite and secondary carbonate. The crystallization temperature was estimated using ternary feldspar composition and it provides an estimate of 710-780 or 780-880 °C using different thermodynamic models. The crystal size distribution of clinopyroxene is nearly linear but slightly concave. Its shape results from excess of large grains (greater than 3.5 mm), depletion in grains of the medium size and significant absence of the smallest grains (below 0.5 mm). The observed excess of large grains is interpreted to be a result of mechanical accumulation of crystals in the parental magma chamber. Using the growth rates typical for crystallization in Hawaiian lava lakes or in fossil volcanic systems, we estimate the time interval for clinopyroxene growth to range between 13 and 127 years. The growth of the main clinopyroxene population was thus a rapid and possibly episodic event, which did not exceed ~100 years. A notable absence of clinopyroxene microcrystals smaller than 0.5 mm is interpreted as a consequence of Ostwald ripening that occurred prior to the eruption and formation of the lava flow.

OBSAH

1	Úvod do teorie distribuce velikostí zrn	1
1.1	Cíle a struktura práce	1
1.2	Velikostní parametry	1
1.2.1	Modely krystalizace	3
1.2.1.1	Krystalizace v otevřeném systému	3
1.2.1.2	Krystalizace v uzavřeném systému.....	6
1.2.1.3	Variace parametrů v CSD	7
1.2.2	Ostwaldovo zrání	9
1.2.2.1	Modely rekrystalizace	9
1.3	Stereologické metody	11
1.3.1	Modální, kontaktní a vzdálenostní parametry	11
1.3.2	Transformace z dvojrozměrných do trojrozměrných dat.....	12
1.3.3	Přímé analytické metody a transformace dat	14
2	Kenozoický vulkanismus Českého masívu	15
2.1	Celkový přehled a regionální rozšíření.....	15
2.1.1	Oblast oherské deprese	15
2.1.1.1	Doupovské hory.....	15
2.1.1.2	České středohoří	16
2.1.2	Ostatní oblasti	17
2.2	Chemické složení.....	18
3	Metodologie	20
3.1	Terénní studium.....	20
3.2	Trachybazaltový výlev Dubičné.....	20
3.3	Laboratorní studium	20
4	Výsledky.....	23
4.1	Petrografie a složení horninotvorných minerálů	23
4.1.1	Klinopyroxen	23
4.1.2	Biotit	26
4.1.3	Živce	28
4.1.4	Ostatní minerály	29
4.2	Distribuce velikostí klinopyroxenu	30
4.2.1	Velikostní a tvarové parametry	30
5	Geologická interpretace.....	34
6	Poděkování.....	36
7	Seznam literatury.....	37

1 ÚVOD DO TEORIE DISTRIBUCE VELIKOSTÍ ZRN

1.1 Cíle a struktura práce

Textura vyvřelých hornin představuje konečný záznam o kinetických procesech, které se odehrály během krystalizace magmatu. Ve srovnání s znalostmi chemismu hornin a jejich minerálů zůstává studium a interpretace textur stále v zárodečném stavu. Výchozím krokem k pochopení vývoje, krystalizace a diferenciacie magmatických rezervoárů je nejprve kvantitativní charakterizace a porovnání, následně interpretace velikostních, tvarových a orientačních parametrů horniny. Zatím základní metodou je studium distribuce velikostí krystalů (*crystal size distribution*, CSD; Marsh 1988), v níž log-lineární parametry trendu vzorku je možné převést na charakteristickou rychlost růstu a nukleace. Na tato pozorování mohou navázat další interpretace založené na nezávislých parametrech, např. rychlost chladnutí nebo datování horniny, aby mohla být zjištěna absolutní měřítka.

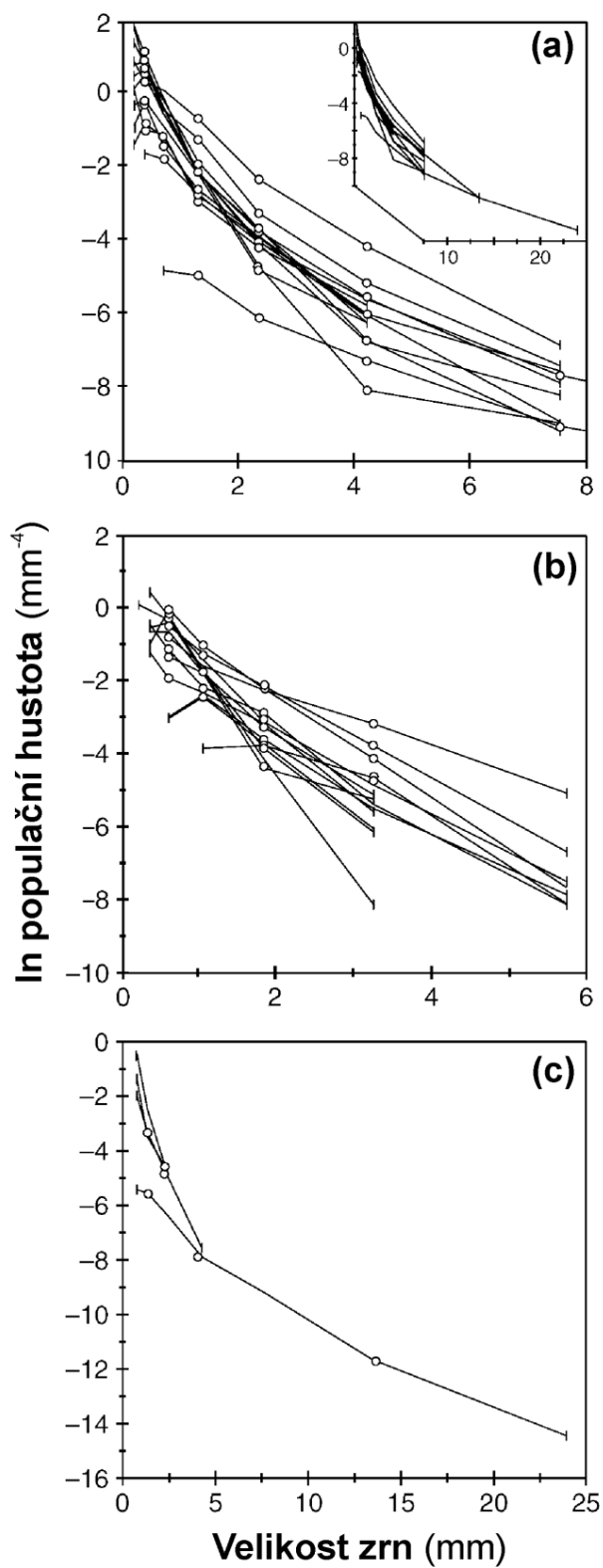
V předkládané práci se zabývám aplikací distribucí velikostí zrn na modelový výskyt klinopyroxenických trachybazaltů z Dubičné v Českém středohoří. První dvě kapitoly tvoří rešeršní část této práce. V první kapitole bude stručně vysvětlena teorie, nezbytná pro pochopení parametrů a způsobu interpretace distribuce velikostí zrn, a problém transformace dvojrozměrných dat do trojrozměrných, a obráceně. Zájmová lokalita je součástí kenozoických vulkanitů na území Českého masívu, které jsou stručně charakterizovány po geologické, vulkanologické a geochemické stránce ve druhé kapitole. Navazující statě představují originální výzkumnou část práce a začínají terénní a laboratorní metodologií včetně geologického popisu studovaného výskytu. Získané výsledky jsou uvedeny ve čtvrté kapitole, která zahrnuje detailní petrografický popis horninotvorných minerálů, analýzy jejich složení pomocí elektronového mikroskopu, výsledky měření distribucí velikostí a tvarů klinopyroxenových fenokrystů. V páté kapitole je předložena interpretace krystalizace horniny s důrazem na procesy rezidence v magmatickém rezervoáru, míšení magmat a zrání v suprasolidových podmínkách.

1.2 Velikostní parametry

Velikost a uspořádání minerálních zrn tvoří texturu horniny. Texturu horniny můžeme kvantitativně charakterizovat pomocí různých základních parametrů, např. velikosti zrn a vzdálenosti mezi nimi. Lineární velikost zrna zpravidla definujeme následujícími způsoby (Higgins 2002): (i) největší vzdálenost dvou bodů v řezu zrna, (ii) délku nejmenšího obdélníka, který je zrnu opsaný, (iii) délku hlavní osy nejlépe odpovídající elipsy, (iv) průměr kruhu nebo hranu čtverce o stejném povrchu. Vzdálenost mezi zrny bývá nejčastěji definována jako vzdálenost jejich středů (Jerram et al. 1996).

Pro celkovou kvantitativní charakterizaci textury můžeme použít např. průměrnou hodnotu velikostí zrn. Další možností je rozdělit zrna do kategorií podle velikosti (L), přičemž

výsledný histogram představuje zastoupení populací krystalů, $N(L)$. Populace krystalů normované na jednotku objemu, V , jsou známy jako populační hustota, $n(L)$.



Obr. 1.1: Ukázka distribuce velikostí zrn v gabru, Kiglapait intruze v Kanadě (Higgins 2002): (a) plagioklas, (b) olivín a (c) pyroxén.

Tento přístup vede ke znázornění distribuce velikostí zrn (*crystal size distribution*, CSD; Higgins 2002; Marsh 1988; Philpotts a Ague 2009; Lasaga 1998; Jerram et al. 1996). CSD se nejčastěji znázorňuje v log-lineárním grafu hustoty populací krystalů vs. velikosti krystalů (obr. 1.1).

1.2.1 Modely krystalizace

Velikost zrn závisí na kinetických procesech, které v tavenině probíhaly, resp. předevšímna rychlosti růstu zrn, $G(\tau)$, na nukleační rychlosti, $I(\tau)$, a nadobě jejich trvání, τ . Rychlost růstu zrn, G , je funkce času, nezávislá na velikosti zrna. Populační hustotu definujeme následujícím vztahem (Lasaga 1998):

$$n(t, L) = \frac{I(\tau(L))}{G(\tau(L))} \left(1 - \Phi(\tau(L))\right)^{2/3} \quad (1.1)$$

kde $\tau(L)$ je čas, ve kterém došlo k nukleaci zrna, aby v zájmovém čase t dosáhlo velikosti L a mocninný člen znamená opravu na pokles objemu taveniny v průběhu krystalizace (Avrami 1939, 1941; Lasaga 1998). Rce 1.1 umožňuje vypočítat populační hustotu v libovolném časovém kroku, která je výsledkem pouze kinetických procesů. Základním předpokladem pro výpočet rce 1.1 je znalost rychlostí nukleace a růstu (I , G). Tyto parametry jsou často neznámé, a proto využíváme jednoduché vztahy, např. kinetické zákony, pro jejich odhad v závislosti na teplotě a složení taveniny (Marsh 1988; Cashman 1993; Higgins 2002, 2006). Pro interpretaci krystalizační historie horniny vyjádřené distribucí velikostí zrn jsou používány modely krystalizace v otevřeném nebo uzavřeném systému.

1.2.1.1 Krystalizace v otevřeném systému

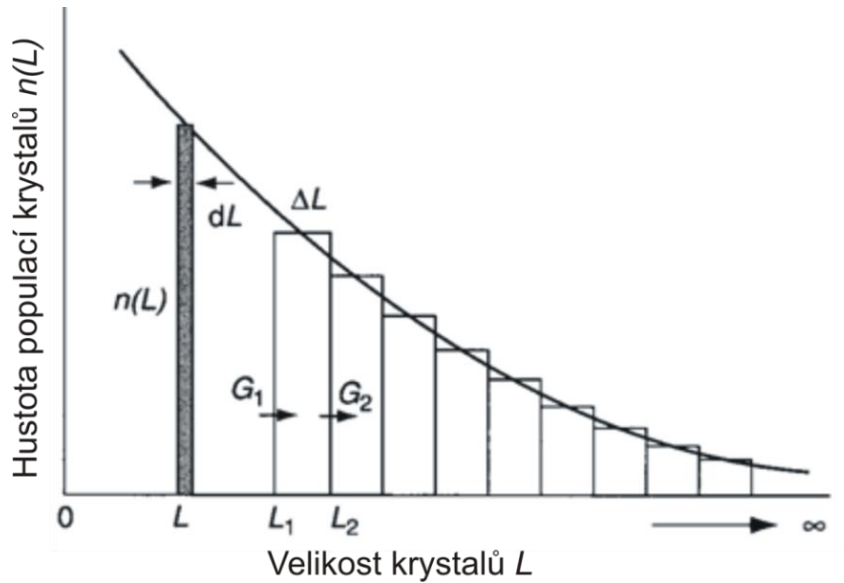
Teorii pro interpretace distribuce velikostí zrn od chemických inženýrů (Randolf a Larson 1971) převzal pro krystalizaci magmatu Marsh (1988, 1998, 2007). Tvary trendů pro distribuci velikostí zrn byly prvotně odvozeny pro otevřené systémy. Odvození této teorie uvažuje taveninu, která opakovaně vstupuje do prostoru krystalizátoru, kde probíhá krystalizace a posléze je (včetně krystalů) vypuštěna. V kontrolním objemu krystalizátoru je možné definovat dobu krystalizace, postup nukleace a růstu krystalů. Opakováním postupu v časových krocích až do úplného vykrytalování získáme výslednou distribuci velikostí krystalů. V každém časovém kroku závisí velikost zrn v tavenině na rychlostech nukleace a růstu.

Populace krystalů určité velikosti, $N(L)$, normovaná na jednotku objemu, V , je známa jako populační hustota, $n(L)$. Funkce $n(L)$ pro počet krystalů v malém velikostním intervalu od L do dL v systému o objemu V je:

$$dN = Vn(L)dL \quad (1.2)$$

Integrací rce 1.2 dostaneme počet krystalů patřících do libovolného velikostního intervalu od L_1 do L_2 :

$$N(L_1, L_2) = \int_{L_1}^{L_2} n(L) dL \quad (1.3)$$



Obr. 1.2: Hustota populací krystalů, $n(L)$, jako funkce velikosti krystalů, L . Hustota populací krystalů je rovna počtu krystalů na jednotku objemu daného velikostního intervalu. G_1 a G_2 jsou rychlosti růstu při vstupu a výstupu do velikostního intervalu definovaného L_1 a L_2 (Philpotts a Ague 2009, str. 282).

S postupující krystalizací se bude v každém časovém kroku populační hustota měnit: ve velikostním intervalu od L_1 do L_2 poroste s tím, jak menší krystaly rostoucí rychlostí G_1 dosáhnou velikostního intervalu mezi L_1 a L_2 , a zároveň bude klesat, když krystaly v témže intervalu přerostou rychlostí G_2 dál (obr. 1.2). Pokud bychom mohli pozorovat tento proces v časovém kroku Δt , dostaneme

$$\Delta n \times V \times \Delta L = V \times n_1 \times G_1 \times \Delta t - V \times n_2 \times G_2 \times \Delta t \quad (1.4)$$

kde první člen na pravé straně představuje počet krystalů, které dosahují vybraného zrnitostního intervalu, zatímco druhý člen zahrnuje krystaly, které svou velikostí uvedený interval již přesahují. Populační hustota krystalů může být také ovlivňována prouděním taveniny, která bude krystaly do systému mechanicky přinášet (Q_i) nebo odnášet (Q_o). Analogií předchozí rovnice bude

$$\Delta n \times V \times \Delta L = Q_i \times n_i \times \Delta L \times \Delta t - Q_o \times n_o \times \Delta L \times \Delta t \quad (1.5)$$

Celková změna populační hustoty v časovém intervalu Δt představuje součet vlivů růstu i mechanického průtoku:

$$\Delta n V \Delta L = (V n_i G_i \Delta t - V n_o G_o \Delta t) + (Q_i n_i \Delta L \Delta t - Q_o n_o \Delta L \Delta t) \quad (1.6)$$

Upravením rce 1.6 dostaneme

$$\frac{\Delta n}{\Delta t} = -\frac{(n_o G_o - n_i G_i)}{\Delta L} + \frac{Q_i n_i}{V} + \frac{Q_o n_o}{V} \quad (1.7)$$

resp. v diferenciálním tvaru

$$\frac{\partial n}{\partial t} = -\frac{\partial(nG)}{\partial L} + \frac{Q_i n_i}{V} + \frac{Q_o n_o}{V} \quad (1.8)$$

Rce 1.8 popisuje populační rovnováhu, $\partial n / \partial t$, a její změny v čase. Pokud systém dosáhne rovnováhy nebo setrvalého stavu, tj. počet krystalů v daném zrnitostním intervalu se nemění, pak $\partial n / \partial t = 0$, tj. součet členů na pravé straně rce 1.8 je roven nule:

$$\frac{\partial(nG)}{\partial L} = \frac{Q_i n_i}{V} - \frac{Q_o n_o}{V} \quad (1.9)$$

Pokud původní magma neobsahuje žádné krystaly, pak $n_i = 0$. Celkový čas krystalizace, který magma stráví v krystalizéru, τ , můžeme definovat jako celkový objem systému (V) dělený proudem taveniny (Q), tj. $\tau = V/Q$. Předpokládáme-li, že se rychlost růstu (G) nemění s časem, můžeme ji vytknout. Substitucí do rce 1.9 dostaneme

$$G \frac{\partial n}{\partial L} = -\frac{n}{\tau} \quad (1.10)$$

což po integraci dává

$$n = n_o e^{-\frac{L}{G\tau}} \quad (1.11)$$

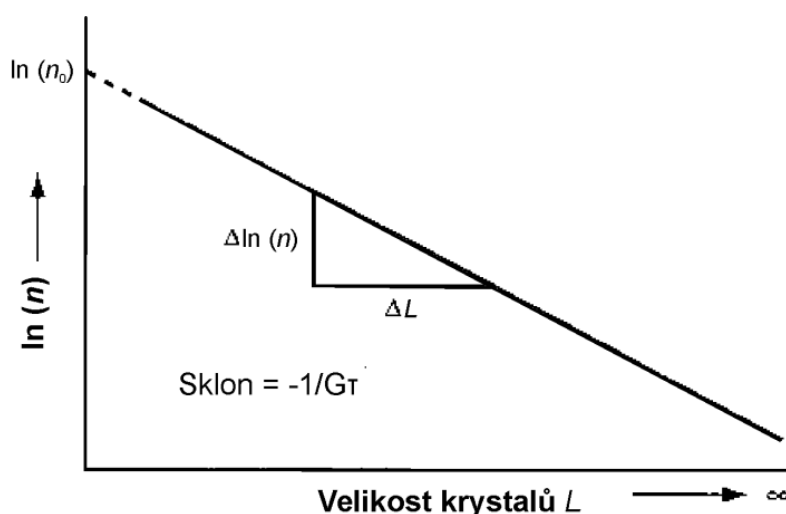
$$\ln(n) = \ln(n_o) - \left(\frac{1}{G\tau}\right) \quad (1.12)$$

kde $\ln(n)$ je přirozený logaritmus počtu krystalů na jednotku objemu o velikosti L (populační hustota), $\ln(n_o)$ je populační hustota při L blízké se nule, tj. populační hustota nukleí, G je

rychlost růstu a τ je doba, po kterou magma krystalizovalo. Charakteristická velikost (délka) zrn, C je definována jako

$$C = G\tau \quad (1.13)$$

a odpovídá střední délce všech krystalů. Výsledná distribuce je proto lineární v grafu $\ln(n)$ vs. velikost (L). Průsečík se svislou osou je roven $\ln(n_0)$ a sklon přímky je roven $-1/C$, takže všechny přímé CSD můžeme definovat jejich průsečíkem a jejich charakteristickou délkou (obr. 1.3).



Obr. 1.3: Počet krystalů o velikosti L , $n(L)$, roste exponenciálně s klesající velikostí krystalů, proto znázornění $\ln(n)$ versus L je lineární, se sklonem $-1/(G\tau)$ a s průsečíkem hustoty populace nukleí v $L = 0$, $\ln(n_0)$ (Philpotts a Ague 2009, str. 282).

1.2.1.2 Krystalizace v uzavřeném systému

Otevřený systém předpokládá proudění taveniny po celou dobu krystalizace, tj. neustálý přísun objemu magmatu. Tímto způsobem nelze modelovat stacionární krystalizaci v mnoha magmatických systémech, proto byl navržen krystalizační model krystalizace v uzavřeném systému.

Při úpravě vztahů pro CSD v uzavřeném systému vyplyne několik dalších omezení, pokud výsledný trend má mít přímý log-lineární průběh (Marsh 1988, 1998, 2007). Mezi hlavními je nezbytné, aby nukleační rychlost rostla exponenciálně s časem, dochází-li k postupnému podchlazení magmatu. Dále přikrystalizaci v uzavřeném systému dochází k postupnému snižování objemu taveniny. Tento vliv odvodíme rozšířením rce 1.8 o objem a současně odstraněním advekčních členů, protože krystalizace nyní probíhá v uzavřené soustavě:

$$\frac{\partial(nV)}{\partial t} = - \frac{\partial(nGV)}{\partial L} \quad (1.14)$$

Marsh (1988) upravil rci 1.14 pro konstantní rychlost růstu s výsledkem

$$n = n_o e^{\left(-\frac{L}{Gh} + \frac{t}{h}\right) \times \left(\frac{V_0}{V(t)}\right)} \quad (1.15)$$

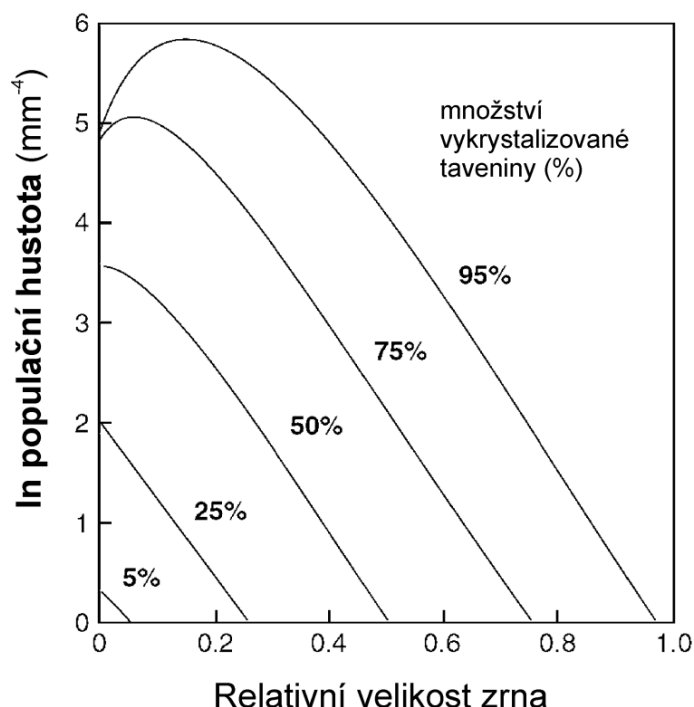
kde h je konstanta srozměrem času. Tato konstanta reprezentuje celkový čas, po který krystalizace probíhala. Logaritmicizací získáme vztah

$$\ln(n) = \ln(n_o) - \left(\frac{1}{Gh} L\right) + \frac{t}{h} + \ln\left(\frac{V_0}{V(t)}\right) \quad (1.16)$$

který je svým tvarem podobný rci 1.16. Při malé krystalinitě jsou poslední dva členy velmi malé a CSD je lineární se sklonem $1/(Gt)$. Stejným způsobem interpretujeme z průběhu CSD její sklon, který ale již nemá přesný fyzikální význam jako při krystalizaci v otevřeném systému.

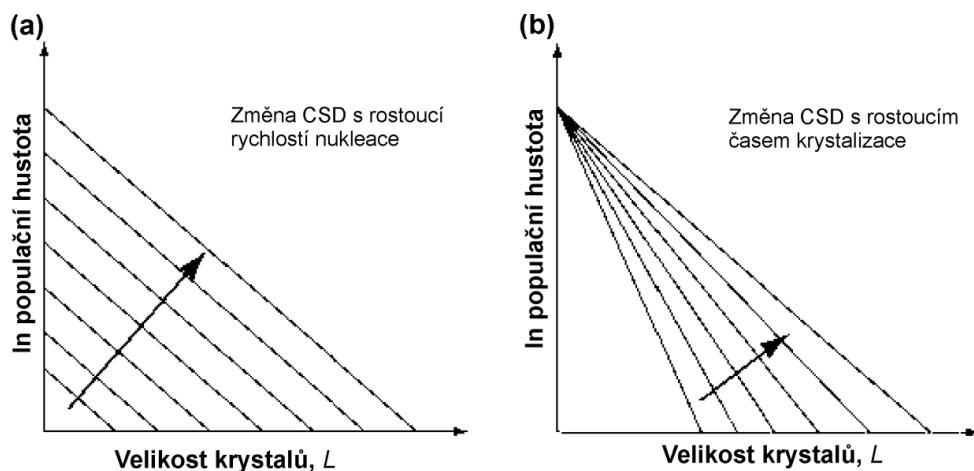
1.2.1.3 Variace parametrů v CSD

Změny parametrů krystalizace, např. rychlosti nukleace, doby krystalizace atd., způsobují, že se průběh trendu CSD mění, tj. posouvá nebo otáčí (obr. 1.4), přičemž oba tyto vlivy se mohou kombinovat (Higgins 2002; Zieg a Marsh 2002).

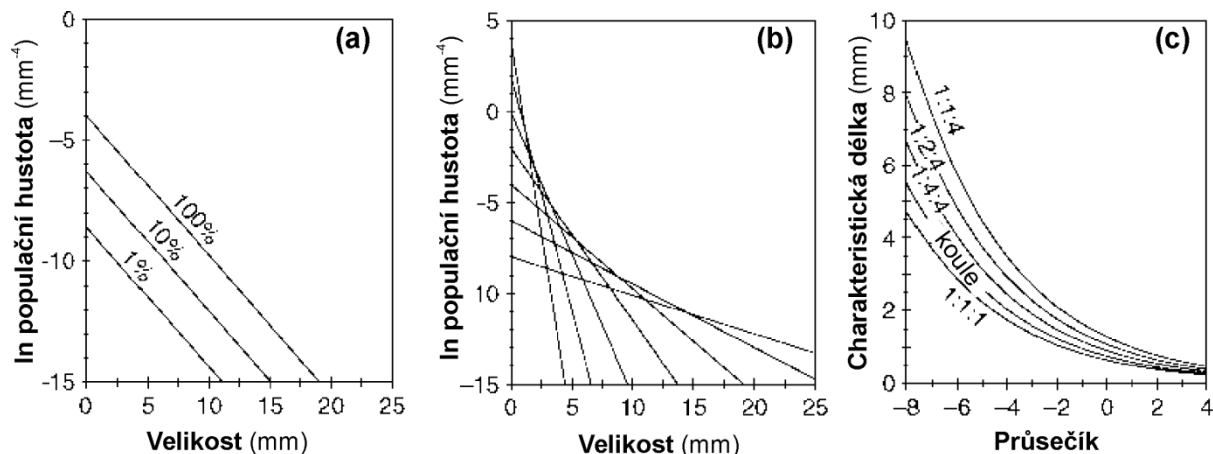


Obr. 1.4: Vývoj CSD uzavřeného systému s krystalizací (Marsh 1998). Velikosti krystalů byly normalizovány na velikost největšího krystalu. Vznik konkávní křivky je způsoben úbytkem taveniny dostupné pro nukleaci.

Log-lineární CSD charakterizuje sklon a průsečík (obr. 1.3), ale tyto dvě veličiny nejsou při daném modálním množství (obj. %) fáze nezávislé. Má-li tavenina málo krystalů, např. v raných fázích krystalizace, pak se průsečík i sklon CSD mohou nezávisle měnit a určují modální množství krystalů (obr. 1.5). Naopak, pokud daná fáze v CSD dosáhne 100 obj. % nebo má jiné předepsané množství, sklon a průsečík se stávají vzájemně závislými (obr. 1.6) (Higgins 2002; Zieg a Marsh 2002).



Obr. 1.5: Vliv změn fyzikálních parametrů na průběh CSD: (a) posun průsečíku $\ln(n_0)$ pro CSD při rostoucí rychlosti nukleace (např. při rostoucím podchlazení); (b) otáčení CSD grafu při rostoucí době krystalizace (Higgins 2002).



Obr. 1.6: Variace CSD s modálním množstvím (Higgins 2002): (a) přímková CSD pro různá modální množství (obj. %) fáze; (b) skupina přímkových CSD, které odpovídají 100 obj. % krystalů. Skupinu CSD opisuje konkávní křivka; (c) rovná CSD mohou být reprezentována charakteristickou délkou a průsečíkem. Hodnoty sklonu a průsečíku plně vykrystalizované horniny tvoří křivku, jejíž poloha se slabě liší podle tvaru zrn. Fáze, které tvoří méně než 100 obj. % horniny se nacházejí pod touto křivkou.

Vzájemným porovnáním CSD grafů pro daný minerál v hornině lze získat informace o modálním množství, charakteristickou zrnitostí a velikosti rychlosti nukleace, které charakterizují průběh krystalizace.

1.2.2 Ostwaldovo zrání

Populace krystalů mohou být už v průběhu krystalizace dále modifikovány, neboť se liší poměrem celkové a povrchové energie. Proces, kdy se populace krystalů modifikují za účelem dosažení energetické a chemické rovnováhy, se nazývá Ostwaldovo zrání a vede ke vzniku hrubozrnnější textury horniny (Higgins 1998; Marsh 1988; Voorhes 1992).

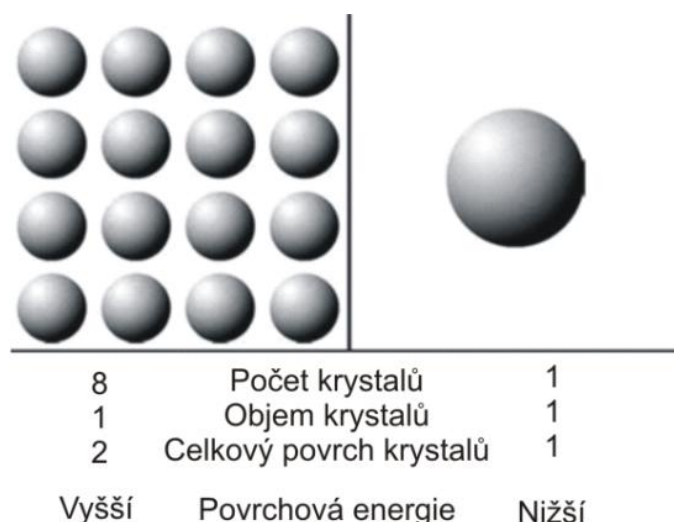
Z energetického hlediska krystaly mají volnou energii, vázanou na chemické vazby a defekty krystalové mřížky. Dosažení energetické rovnováhy pro krystal dále znamená snížit povrchovou energii, tj. dosáhnout nejmenšího poměru povrchu a objemu (obr. 1.7). Z chemického hlediska krystaly v průběhu růstu mění složení taveniny ve svém nejbližším okolí. Vzniká koncentrační gradient, který je vyrovnáván difúzí. Difúze umožňuje látkovou výměnu v okolí krystalů a zprostředkovává rozpouštění (zánik) krystalů pod kritickým poloměrem (r_c) a růst krystalů spoloměrem vyšším (obr. 1.8).

1.2.2.1 Modely rekrystalizace

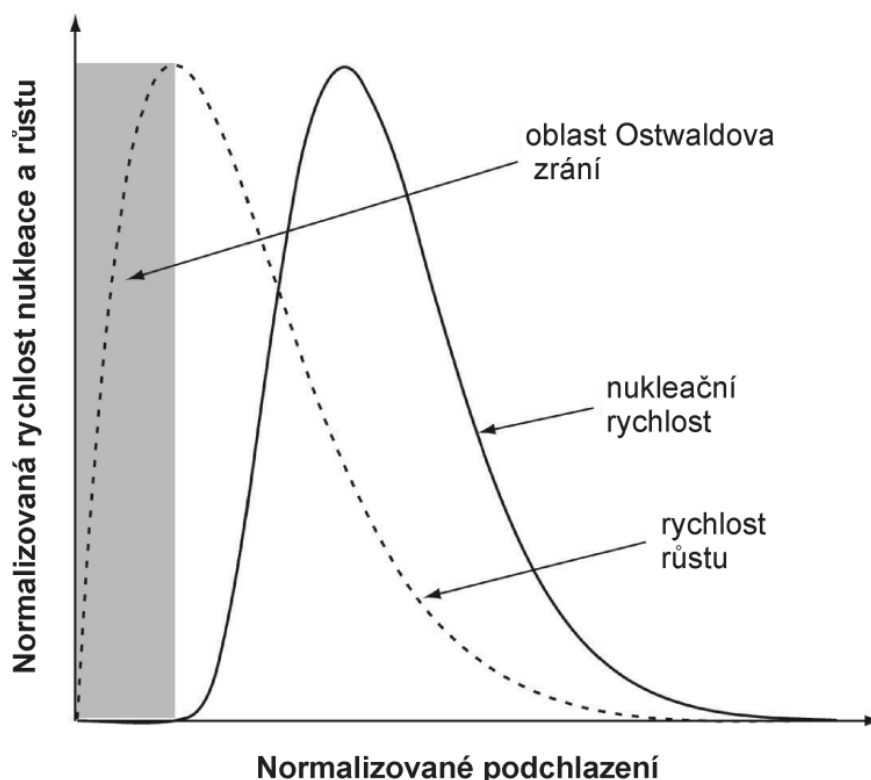
Mezi nejstarší teorii distribuce zrnitosti při rekrystalizaci patří Lifshitzův–Slyozovův–Wagnerův (LSW) model (Lifshitz a Slyozov 1961, Wagner 1961). Tento model předpokládá pro sférická zrna v tavenině vztah

$$\left(\frac{dr}{dt}\right) = \frac{k}{r} \left(\frac{1}{r_c} - \frac{1}{r}\right) \quad (1.17)$$

kde dr/dt je rychlost růstu krystalu, r_c je kritický poloměr, r je poloměr krystalu a k je rychlostní konstanta závislá na teplotě. Z této formulace vyplývá, že rychlost růstu zrna závisí na jeho velikosti, a s rostoucí velikostí po dosažení maxima klesá.



Obr. 1.7: Porovnání povrchové energie různých populace (Higgins 2006). Menší krystaly mají větší povrch a tudíž větší volnou energii na jednotku objemu, než větší krystaly. Efekt Ostwaldova zrání vede k redukci malých zrn na úkor velkých a tím i ke snížení celkové energie.



Obr. 1.8: Variace nukleační rychlosti a rychlosti růstu zrn s rostoucím podchlazením. V magmatických systémech dochází k Ostwaldovu zrání při malém podchlazení blízko likvidu minerálu, při minimální rychlosti nukleace a maximální rychlosti růstu zrn (Higgins 2002).

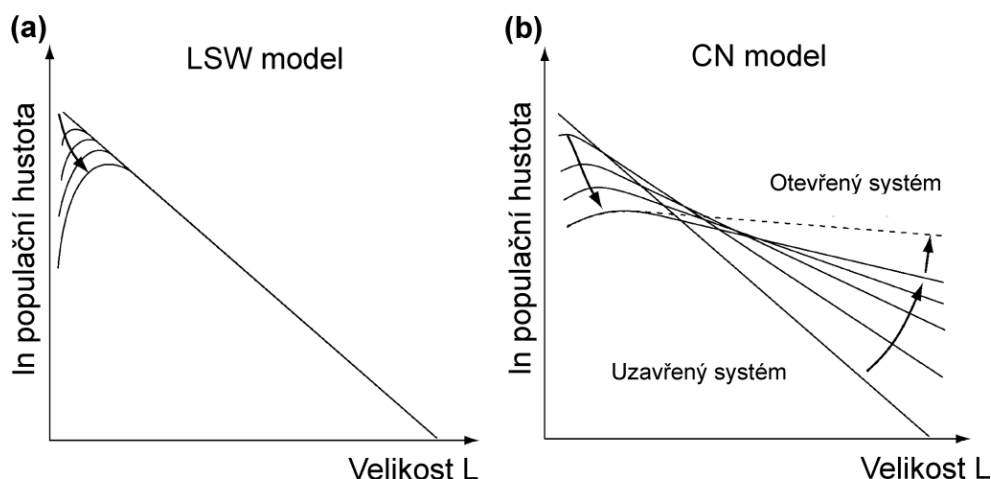
Tento model předpovídá průběh CSD ve tvaru, který závisí na změnách rychlosti růstu, např. díky podchlazení (Lifshitz a Slyozov 1961). LSW model není příliš přesný pro malé krystaly a prakticky neupravuje hodnoty pro větší krystaly (obr. 1.9).

Model komunikujících sousedů (*communicating neighbours*, CN; DeHoff 1991) je založen na laboratorním pozorování, že rychlost růstu zrn závisí nejen na jejich velikosti, ale i vzdálenosti nejbližších sousedů v souvislosti s difúzí chemických složek (komunikací) mezi sousedními zrny:

$$\left(\frac{dr}{dt}\right) = k \left\langle \frac{1}{\lambda} \right\rangle \left(\frac{1}{r_c} - \frac{1}{r} \right) \quad (1.18)$$

kde dr/dt je rychlost růstu, k je rychlostní konstanta (jiná než pro LSW model), λ je průměrná vzdálenost k nejbližším sousedům, r_c je kritický poloměr a r je poloměr zrna. Tento model podle Higginse (2002) odpovídá lépe pozorovaným CSD (obr. 1.9), ale populace drobných zrn má stále vysoké zastoupení.

Modely LSW a CN předpokládají zrání zrn v uzavřeném systému. V otevřeném systému může docházet k mechanické modifikaci krystalových populací i přínosu, resp. intersticiálnímu proudění nové taveniny. Rozpouštění drobných zrn současně napomáhá tvorbě kanálů pro průtok taveniny, a tím docházení k jejich zvýšenému růstu (Higgins 1999).



Obr. 1.9: Vliv Ostwaldova zrání na průběh CSD (Higgins 1998): (a) LSW model; (b) CN model.

1.3 Stereologické metody

Zrnitostní data získaná na dvojrozměrných řezech, resp. petrografických výbrusech, představují pouze přiblížení skutečných trojrozměrných parametrů. Pro interpretaci petrografických měření používáme stereologických metod, které umožňují vzájemné transformace dvojrozměrných a trojrozměrných parametrů.

1.3.1 Modální, kontaktní a vzdálenostní parametry

Nejrozšířenějším z modálních parametrů je objemový zlomek fáze, V_V , normalizovaný na jednotku objemu, dále celková plocha fáze, A_A , normalizovaná na celkovou plochu, kterou považujeme za rovnou V_V (Delesse 1847). Část libovolné linie, která protíná určitou fázi, L_L , je také rovna V_V . Podobně každý zlomek ze spojnice náhodně či rovně spojených bodů, které leží ve fázi, P_P , je roven V_V :

$$V_V = A_A = L_L = P_P \quad (1.19)$$

Dalším parametrem je hustota rozhraní zrn, P_L , která představuje počet průniků testovací linie s obrysem (hranicí) zrn, vztahený na jednotkovou délku linie. Hustota rozhraní je rovna celkovému povrchu zrn, S , v jednotce objemu S_V . Také lze spočítat počet zrn, který testovací linie protlnula, N (či N_L). Pro všechny parametry platí následující převodní vztahy:

$$S_V = 2P_L = 4N_L \quad (1.20)$$

Pokud je v hornině více fází, pak společné kontakty fáze, C_{aa} , představují tu část hranice zrn, kterou sdílí zrna stejné fáze. Je určena počtem průsečíků společných hranic a-a, $P_{L(aa)}$, ve srovnání s počtem všech hranic:

$$C_{aa} = P_{L(aa)} / P_{L(tot)} \quad (1.21)$$

Podobně je určena četnost rozdílných kontaktů fáze, C_{ab} , jako podíl hranic sdílený dvěma fázemi a-b, na základě počtu průsečíků odlišných hranic zrn, $P_{L(ab)}$:

$$C_{ab} = P_{L(ab)} / P_{L(tot)} \quad (1.22)$$

Dalšími parametry jsou průměrná lineární délka zrna, L^m :

$$L^m = V_V / P_L \quad (1.23)$$

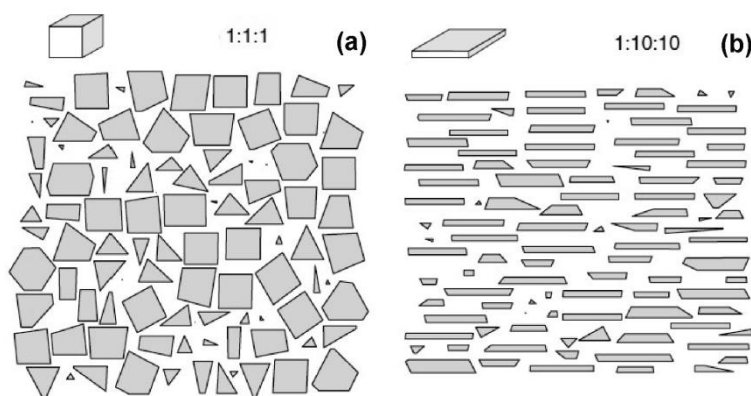
která představuje průměrnou délku zrn, kterou vytínají libovolně orientované linie, nebo průměrná vzdálenost mezi centry zrn (Underwood 1970), D^m :

$$D^m = (1 - V_V) / P_L \quad (1.24)$$

Uvedené parametry představují celkové nebo průměrné veličiny naměřené z dvojrozměrných řezů horniny, které podávají představu o tvarovém rozptylu a vzájemném uspořádání minerálů.

1.3.2 Transformace z dvojrozměrných do trojrozměrných dat

Pro převod dvojrozměrných dat do trojrozměrného prostoru není k dispozici analytické řešení pro objekty složitější než koule. Analytické vztahy, příp. transformační metody, mohou využívat údaje o trojrozměrném tvaru zrn. Přímé metody tento výstupní předpoklad nepožadují, ale pro nízkou přesnost se prakticky nepoužívají. Naopak, nepřímé metody jsou založeny na tvaru zrn, příp. i stavbě horniny. Mezi nejpoužívanější přístupy patří tzv. bezdistribuční metody (Underwood 1970; Howard a Reed 1998; Brandon a Kaplan 1999).

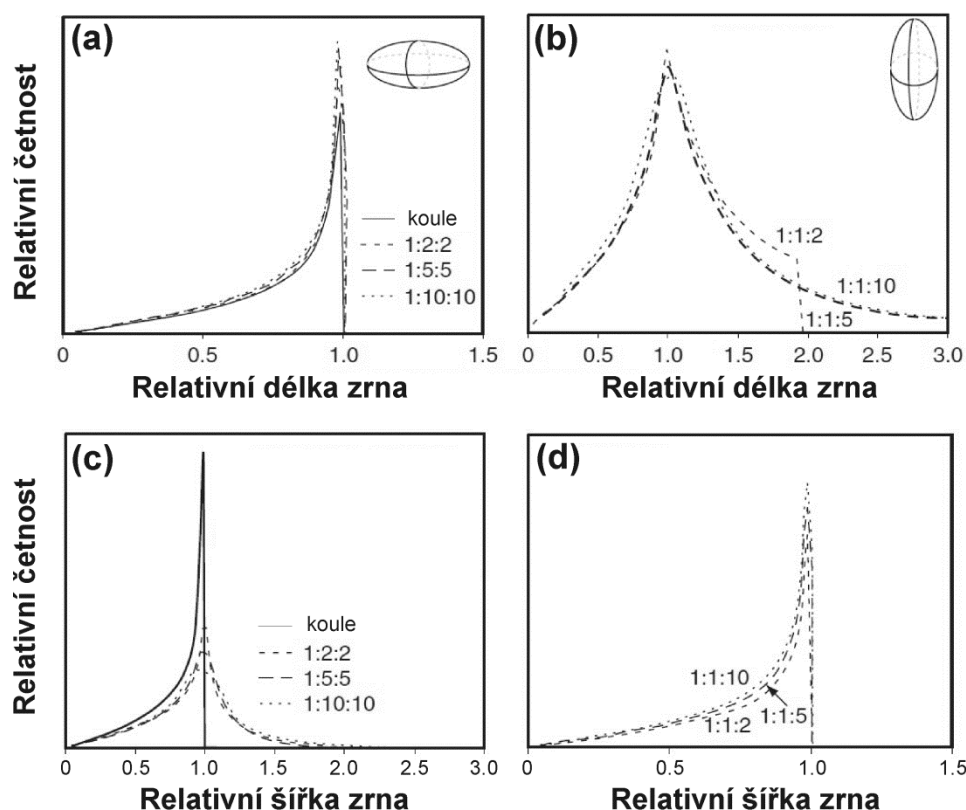


Obr. 1.10: Náhodně orientované průřezy krychlových (a) a tabulkovitých (b) zrn (Higgins 1994).

Bezdistribuční metody vycházejí ze dvou pozorování: (i) pravděpodobnost protnutí zrna, tj. pro polydisperzní populaci je průřez většími zrny pravděpodobnější, a (ii) vliv pozice řezu, tj. rovina řezu nikdy neprotne přesně střed zrna (Royet 1991; Underwood 1970; obr. 1.10). Pro monodisperzní populace náhodně orientovaných tvarů je nejpravděpodobnější

intersekční délka nejbližší střednímu rozměru. Např. pro prizmatická zrna $1 \times 2 \times 10$ mm je nejčtenější délka ~ 2 mm. Stejný postup může být použit i pro polydisperzní populace. Tyto průměrné délky průřezů mohou být opraveny za předpokladu, že je znám tvar krystalů (Higgins 1994).

Souvisejícím problémem je, že pro monodisperzní populace se naměřené zdánlivé délky a šířky zrn odchylují k menším a větším hodnotám, a vytvářejí rozptyl kolem nejpravděpodobnějších hodnot průřezů. Pokud použijeme vztahů pro převod do trojrozměrných dat, pak je vliv rozptylu velmi důležitý, protože malé průřezy velkými zrny budou zkreslovat jejich zdánlivou délku. Obr. 1.11 zachycuje rozptyl osních poměrů a jejich četností pro různé tvary zrn.



Obr. 1.11: Četnost osních poměrů průřezů zrn (Higgins 1994, 2002). Velikostní distribuce průřezů koule a obých elipsoidů libovolnou rovinou řezu klesá od maximálních hodnot blízko průměru objektu, tj. maximum četnosti odpovídá kruhovému průřezu pro průřezy (a) středních i (c) krátkých os. Průřezy protažených elipsoidů jsou naopak symetricky rozptýlené kolem maximálních hodnot střední osy (b). Hodnoty pro krátké osy odpovídají distribuci pro koule (d).

Pro polydisperzní populace opravuje Saltikova metoda (1967) hodnoty populační hustoty pomocí matematické funkce pro monodisperzní populace stejného tvaru. Postupným použitím následujících vztahů získáme opravené hodnoty pro jednotlivé populační hustoty, $n(L)$ (Sahagian and Proussevitch 1998, Higgins 2000):

$$n(L_1) = \frac{n_A(l_1)}{P_{11}H_1} \quad (1.25)$$

$$n(L_2) = \frac{n_A(l_2) - n(L_1)P_{12}H_1}{P_{22}H_2} \quad (1.26)$$

kde n_A je celkový počet zrn v řezu o ploše A , l je délka průřezu, H je průměrná velikost zrn v daném velikostním intervalu, P je pravděpodobnost, že krystaly v předchozím velikostním intervalu budou proříznuty i v následujícím velikostním intervalu. Pravděpodobnost, P , je počítána pro různé krystalové tvary matematickými modely (Higgins 1994; Sahagian and Proussevitch, 1998). Vycházejí z největší populace zrn, metoda nejprve počítá distribuci menších průřezů, které odečte od naměřených populačních hustot. Zbytkové hodnoty představují skutečnou populační hustotu jemnozrnnějších frakcí.

Saltikova metoda může být použita pro nejjednodušší a všesměrné textury, protože jejich dvojrozměrné parametry přibližně odpovídají skutečné trojrozměrné délce (Armienti et al. 1994, Sahagian a Proussevitch 1998), ale pro složitější tvary je méně nepřesná. S ohledem na nedostupnost jiných přesnějších metod můžeme četnost průřezů i faktory pro převod zdánlivých délek a šířek zrn použít i pro anizotropní textury, např. prostřednictvím programu CSDCorrections (Higgins 2000). Tento program z naměřených hodnot (zdánlivé délky, šířky a plochy zrn) a z tvarů a stavby zrn odvozuje skutečnou CSD, která se blíží trojrozměrným datům (Philpotts a Ague 2009).

1.3.3 Přímé analytické metody a transformace dat

Analytické metody používané pro trojrozměrné objekty se dělí na prostupné nedestruktivní metody a povrchové destruktivní metody, které využívají snímání tenkých rovnoběžných řezů horniny, jež se následně rekonstruuji do trojrozměrného modelu. Z destruktivních metod jmenujeme tzv. sériové skenování (*serial sectioning*; Bryon et al., 1995), jehož přesnost je dána tloušťkou každého řezu a rozlišením skeneru.

Mezi nedestruktivní metody patří např. počítačová osní tomografie (*computed axial tomography*), která využívá rozdílné absorpce rentgenového nebo gamma záření při průchodu horninou pod různými úhly. Ze získaných absorpčních map je vytvořen trojrozměrný obraz horniny. Použitelnost a rozlišení metody jsou omezeny hustotou minerálů a interakcí záření s prvky s různým hmotovým číslem (Ketcham a Carlson 2001, Mees et al. 2003).

Distribuce velikostí zrn získané přímými trojrozměrnými metodami netrpí vlivem pravděpodobnosti průřezu, takže všechna zrna, včetně malých, jsou zaznamenána. Trojrozměrné tvary zrn se nahrazují elipsoidy, příp. mnohoúhelníky. Zdánlivá délka protáhlého elipsoidu se blíží velikosti hlavní osy elipsy, zdánlivá šířka je rovna jeho nejmenší ose (Higgins 2002).

2 KENOZOICKÝ VULKANISMUS ČESKÉHO MASÍVU

Pro studium distribucí velikostí zrn představují vulkanické horniny (na rozdíl od plutonitů) vhodný studijní materiál, především z následujících důvodů: (i) zpravidla se jedná o suspenze krystalů v jemnozrnné až sklovité základní hmotě, jejichž růst a následné velikostní charakteristiky nejsou ovlivněny dotýkáním zrn a vyčerpáním taveniny, a (ii) prudké zchlazení během erupce snižuje možnosti texturního zrání v pevném stavu, příp. hydrotermální alterace a metasomatózy. V této kapitole budou stručně charakterizovány kenozoické vulkanity z hlediska prostorového rozšíření, vulkanologie a geochemie s cílem identifikovat vhodné horninové typy pro podrobné texturní studium.

2.1 Celkový přehled a regionální rozšíření

Kenozoické vulkanity na území Českého masívu pokrývají plochu přes 1 100 km² (Shrbený 1995). Nejhojněji se vyskytují podél několika tektonických struktur, rejuvenovaných alpínskou orogenezí: v oblasti oherské deprese, labské tektonovulkanické zóny a oderské tektonovulkanické zóny (Kopecký 1987a-b, 1988a-d; Shrbený 1995; Cajz et al. 1999; obr. 2.1). Nejstarší produkty kenozoického vulkanismu jsou vázány právě k erupcím na okrajových hlubinných zlomech oherské deprese a labské tektonovulkanické zóny (Kopecký 1987b).

Projevy kenozoického vulkanismu na území Českého masívu rozdělil např. Cajz et al. (1999) na dvě etapy: (i) starší (79–49 Ma), tvořenou alkalickými foidity, a (ii) mladší (43–0.26 Ma), která zahrnuje pestrout asociaci alkalických hornin (bazaltoidy, trachybazalty, trachyty až fonolity). Mladší etapa se skládá z hlavní části (43–16 Ma), kdy vznikla většina kenozoických vulkanitů Českého masívu (Doupovské hory, většina vulkanických produktů Českého středohoří, výskyty v Německu a téměř všechny výskyty v Polsku), z miocenních vulkanitů v okolí Teplic a Bíliny (13–9 Ma) a z pliocenních a kvartérních vulkanitů (5–0.26) v okolí Chebu (Komorní a Železná hůrka), Trutnova (Kozákov, Prackov) a v Nížkém Jeseníku (Shrbený 1995; Cajz et al. 1999; Rapprich 2012). Chemismus nejmladších vulkanitů je ultrabazický (např. nefelinity Komorní hůrky) až bazický (např. olivinické bazalty až nefelinické bazality Nížkého Jeseníku (Kopecký 1987b; Cajz et al. 1999).

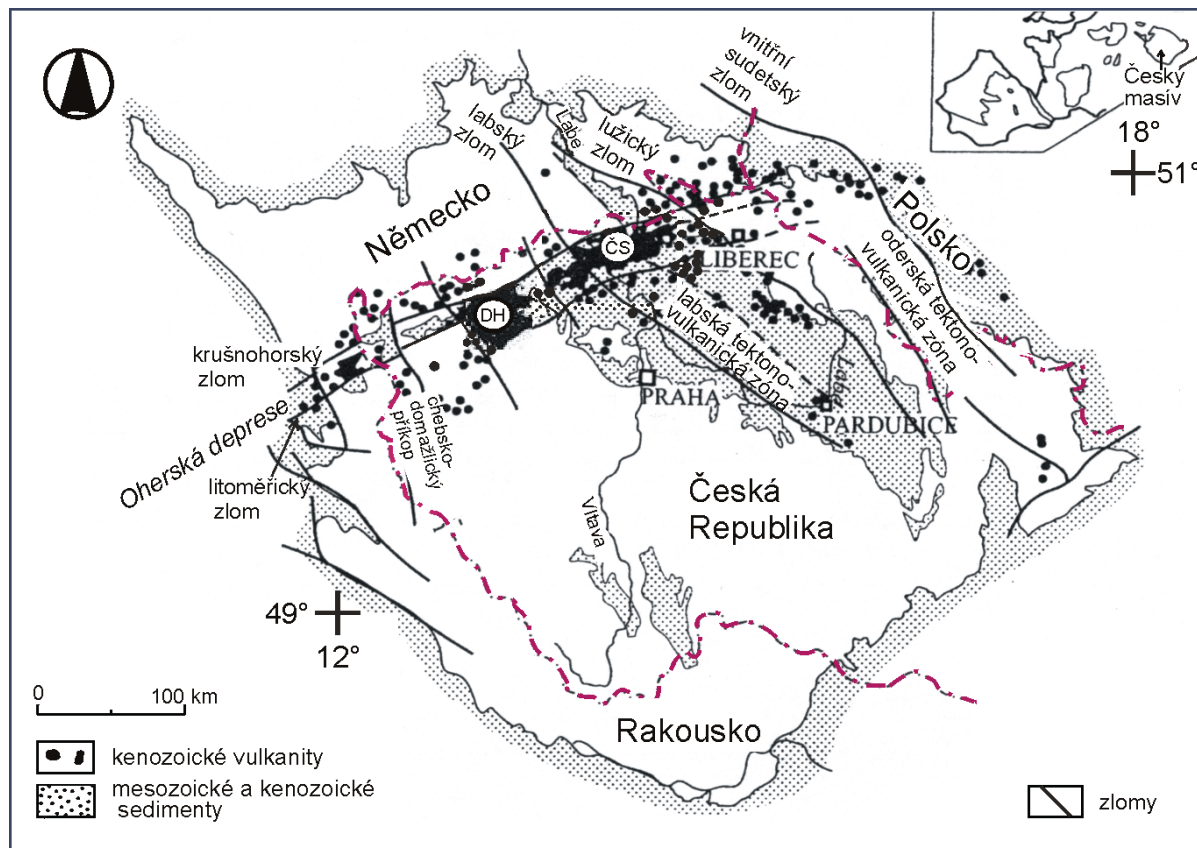
2.1.1 Oblast oherské deprese

Vulkanické produkty oherské deprese na rozhraní saxothuringika a bohemika variského orogenu tvoří cca 280 km dlouhý a 30 km široký pás, vedoucí z Horního Falcka v Německu, přes SZ České republiky až po Jawor v Polsku (Kopecký 1987b; Shrbený 1995). V oherské depresi se nacházejí hlavní vulkanické komplexy: Doupovské hory a České středohoří.

2.1.1.1 Doupovské hory

Doupovské hory (5–9 km v. od Karlových Varů) představují největší vulkanický komplex Českého masívu se zachovaným objemem 123 km³ a rozlohou 594 km² (Shrbený

1995). Tento vulkanický komplex byl aktivní od svrchního oligocénu po spodní miocén. Skládá se hlavně z ultrabazických, příp. bazických hornin s obsahem 39-45 hm. % SiO_2 ; nejčastěji se jedná o foidity nebo olivinické foidity, méně jsou zastoupeny tefrity, bazanity, fonolity a trachyty (Cajz et al. 1999; Rapprich 2012). Celková zachovaná mocnost vulkanických produktů dosahuje až 500 m (Cajz et al. 1999; Shrbený 1995).



Obr. 2.1: Rozšíření kenozoických vulkanitů v Českém masivu (upraveno podle Kopeckého, 1978). Vysvětlivky: ČS – České středohoří; DH – Doupovské hory.

Erupce magmatu měly strombolský (vulkanické kužely během počáteční a závěrečné aktivity) až havajský (aa-lávy) charakter, zatímco četná opakování bazaltových lávových proudů (přes 30 výlevův okolí kopce Pustý zámek, 14 km vsv. od Karlových Varů), indikují štítový vulkán nebo jejich skupinu (Rapprich 2012). V miocénu do vulkanického komplexu pronikaly fonolity.

V průběhu tvorby vulkanického komplexu (oligocén až miocén, resp. 28-22 Ma) došlo několikrát ke kolapsu komplexu Doupovských hor v důsledku nehomogenity podloží (Rapprich 2012).

2.1.1.2 České středohoří

Druhým největším vulkanickým komplexem oherské deprese se zachovaným objemem 52 km^3 a plochou 472 km^2 je České středohoří (Shrbený 1995; obr. 2.2). České středohoří se nachází na křížení oherské deprese a labejské tektonovulkanické zóny.

Vulkanické horniny tvoří převážně bazaltoidy, intruzivní horniny spadají do dvou časově se překrývajících sérií: (i) slabě alkalické, reprezentované bazanity až trachyty a (ii)

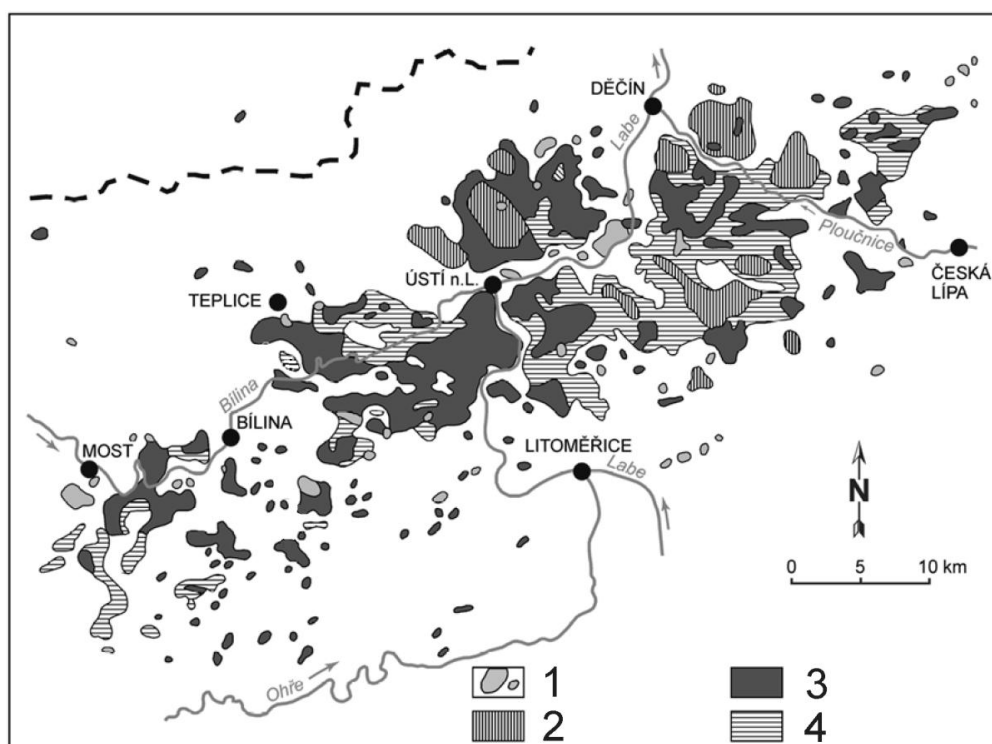
silně alkalické, zastoupené olivinickými nefelinity až fonolity (Cajz et al. 1999; Rapprich 2012). Dochovaná mocnost všech vulkanických produktů dosahuje až 400 m.

Erupce havajského až strombolského typu v jezerních oblastech v období eocénu až miocénu (42–16 Ma; Bellon et al. 1998) vytvořily mocné akumulace převážně bazanitových láv. V období nejintenzivnější vulkanické činnosti v oligocénu (29–24 Ma) se v centru Českého středohoří mezi Ústím nad Labem a Děčínem vytvořil roztocký stratovulkán s žilným rojem, především monchikitů, camptonitů a žilných trachytů (Tvrđý 1986; Cajz et al. 1999; Rapprich 2012). Následovaly četné subvulkanické intruze fonolitů a trachytových lakolitů (Kopecký 1988c; Rapprich 2012).

Konec vulkanické aktivity doprovázely podružné výlevy olivinických bazaltů ve střední části Českého středohoří (Dobrná, Měrunice) a intruze nefelinových bazanitů (Cajz et al. 1999; Rapprich 2012).

2.1.2 Ostatní oblasti

Ostatní výskyty kenozoického vulkanismu na území Českého masívu tvoří (i) vulkanická tělesa lužické poruchy v prodloužení oherské deprese, (ii) izolované výskyty v sz. části labské tektonovulkanické zóny a (iii) výskyty v jv. ukončení oderské tektonovulkanické zóny.



Obr. 2.2: Vulkanický komplex Českého středohoří (Cajz et al. 1999). Vysvětlivky: 1 – trachyty, fonolity a trachyandezity, 2 – trachybazalty a trachybazaltová vulkanoklastika, 3 – bazanity, 4 – bazanitová vulkanoklastika

Severovýchodně od lužické poruchy se vyskytuje řada vulkanických těles, které prorážejí horniny krkonošsko-jizerského krystalinika po zlomových systémech sz-jv. a sv-jz. směru. Převažují zde alkalické olivín-bazaltové horniny, ale geochemicky se tyto horniny

neliší od hornin v Českém středohoří (Vaněčková et al. 1993). K vulkanickým produktům lužické poruchy patří např. vulkanické centrum při jz. a sv. okraji žitavské pánve, žíly olivinických melilitolitů až polzenitů v okolí Liberce (Shrbený 1969), nebo ultrabazika královédvorskoprosečenského intruzivního centra, zastoupené pikritickými nefelinity až porfyrickými olivin-nefelinickými melilitolity (Kopecký 1988a).

V sz. části labské tektonovulkanické zóny probíhala vulkanická aktivita ve značně menším rozsahu a časově velmi nepravidelně. V oblasti mezi Českým středohořím a Českým rájem vzniklo množství drobných vulkanických aparátů aktivních během krátkého období (např. Říp, Vinařická hora). Většina jich podlehlá erozi a zachovaly se jen ve formě mělkých intruzivních těles (přívodní žíly, lakolity, lávové proudy), které pronikají svrchnokřídové sedimenty (např. intruze fonolitů Bezdězu; Vaněčková et al. 1993; Shrbený 1992). Nejrozšířenějším typem vyvřelých hornin jsou olivinické bazaltoidy, především nefelinity a bazanity. Vulkanity z. od České Lípy odpovídají typům známým z Českého středohoří; vyskytují se zde (a v okolí Doks) i trachytové horniny, jinak málo zastoupené. Na jv. ukončení oderské tektonovulkanické zóny se vyskytují kvartérní vulkanity Nízkého Jeseníku. Nízký Jeseník je samostatná vulkanická oblast bez výraznějšího vulkanického centra a složení zdejších hornin odpovídá řadě olivinických bazaltů až nefelinických bazanitů (Kopecký 1988a).

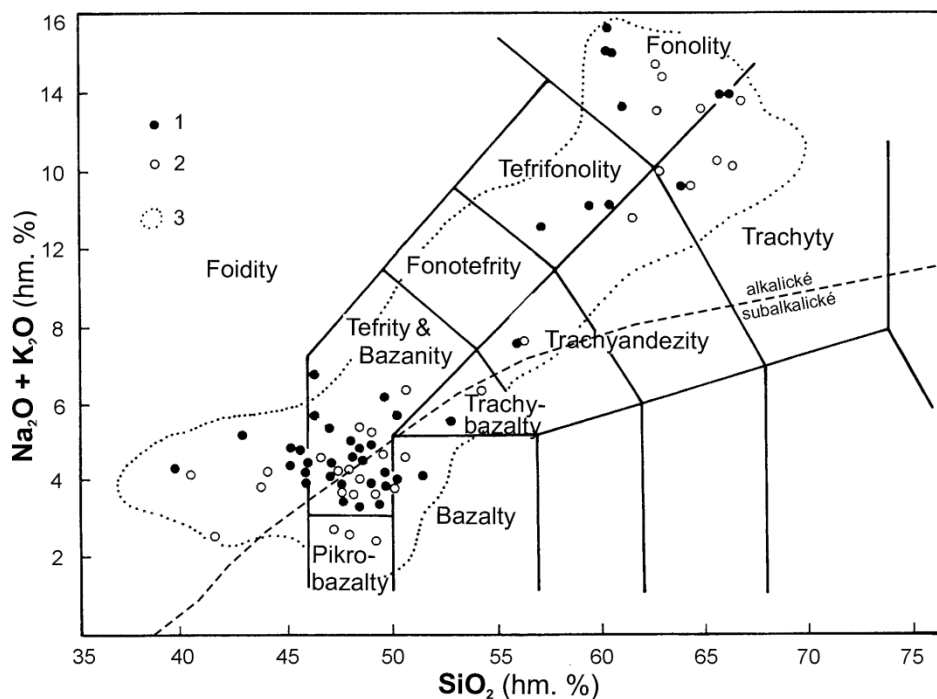
2.2 Chemické složení

Kenozoické vulkanity Českého masívu představují alkalické, SiO_2 -nenasycené horniny. Zahrnují širokou škálu hornin od ultrabazik, přes bazaltoidy (nefelinity, bazanity a tefrity) až k trachytům a fonolitům (Cajz et al. 1999; Jelínek et al. 1989; Kopecký 1988c; Macháček a Shrbený 1970; Rapprich 2012; Shrbený 1969, 1992, 1995; Ulrych a Pivec 1997; Vaněčková et al. 1993; obr. 2.3).

Kenozoické vulkanity vykazují největší rozpětí v koncentracích MgO (0.31-14.29 hm. %), Cr (<7-763 ppm), Ni (<7-419 ppm) a TiO_2 (0.37-4.61 hm. %), typické pro vulkanity bohaté olivínem, spinelem, pyroxenem a apatitem (Shrbený 1992). Podobně široká rozpětí ukazují i další kompatibilní i nekompatibilní hlavní a stopové prvky, tj. nárůst obsahu Al_2O_3 (až 23 hm. %), 1.21-8.7 hm. % Na_2O , 7-148 ppm Rb, 410-3500 ppm Ba, 645-3500 ppm Sr a 212-952 ppm Zr, a pokles koncentrací MgO (14.29 - 0.31 hm. %), FeO_{tot} (25-0.2 hm. %), CaO (16.55-4.23 hm. %), Cr, Ni a dalších, od ultrabazických hornin k felsickým diferenciátům. Prodloužená frakcionace alkalické vulkanické série způsobuje výrazné korelace mezi páry kompatibilních nebo nekompatibilních prvků (např. pozitivní pro Cr-Ni, Zr-Th, Zr-Hf, Eu-Sm a naopak negativní pro SiO_2 - Al_2O_3 , Al_2O_3 -MgO, Al_2O_3 -CaO; Shrbený 1995).

Nejnižší hodnoty (33.15-41.57 hm. % SiO_2) mají foidity (např. polzenity, horniny s melilitem a olivinické nefelinity), které mají zároveň nejnižší hodnoty Al_2O_3 , snížené hodnoty Cu, Cr a Ni a naopak nejvyšší MgO, CaO, La, Ce a poměrně vysoké P_2O_5 , Sr, Ba a Nb (Shrbený 1992). Foidity, např. olivinické nefelinity s. od Kladna nebo olivínem chudé typy v Doupovských horách a okolí Doks, se od ostatních hornin liší nízkými hodnotami #mg a vyšším obsahem Ce, P_2O_5 , Zr, TiO_2 a Th (Vaněčková et al. 1993).

Na foidity navazují s koncentracemi 42-46 hm. % SiO_2 alkalické olivinické bazalty, bazanity a tefrity. Veký rozptyl hodnot MgO (8.90-14.25 hm. %) je daný různým stupněm frakcionace olivínu. Variety s vysokými hodnotami $\#mg$ (0.68-0.61) a koncentracemi Ni (přes 200 ppm) jsou interpretovány jako primární nebo téměř primární plášťové taveniny (Vaněčková et al. 1993).



Obr. 2.3: Klasifikační diagram TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2) kenozoických vulkanitů Českého masívu (Vaněčková et al. 1993). Vysvětlivky: 1 – Vaněčková et al. (1993), 2 – předchozí publikované práce, 3 – pole vulkanitů Českého masívu od Shrbeného (1987).

Trachytové horniny (46-51 hm. % SiO_2) reprezentují produkty pokročilé frakcionace, tj. mají nízké obsahy Ni a Cr a nejvyšší hodnoty Ba , Sr , Ce , Nd atd. Mezi nejvíce vyvinuté horniny patří fonolity, které jsou zároveň charakteristické vysokými obsahy Al_2O_3 (18-23 hm. %), celkovou alkalinitou (nad 15 hm. % $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; koncentrace Na_2O několikanásobně převyšují obsahy K_2O), zatímco mnoho z nich má extrémně nízké hodnoty $\#mg$, při obsazích MgO méně než 0.5 hm. %. Fonolity jsou chudé na Ba a Cr , a naopak vykazují obohacení Zr a Rb (Shrbený 1992, 1995). V Českém středohoří jsou vysoce peralkalické fonolity spjaté s essexit-sodalitovými syenity (Vaněčková et al. 1993).

Žilné horniny tvoří řadu žilný bazalt-monchiquit, camptonit-žilný fonolit-žilný trachyt (Jelínek et al. 1989; Tvrdý 1986; Žežulková 1985).

3 METODOLOGIE

3.1 Terénní studium

Za účelem studia distribuce velikostí zrn v magmatických suspenzích bylo navštíveno 27 lokalit (činných a opuštěných lomů, příp. výchozů) v Českém středohoří a pro prvotní výběr odebráno 38 vzorků hornin. Vzorková sada pokrývá olivinické bazalty, bazanity, tefrity, latity, trachyty, a žíly camptonitů. Sběr se zaměřil na variety, které obsahují 5-20 % vyrostlic, především klinopyroxenu, méně olivinu. Vybrané vzorky byly rozříznuty podélně a kolmo k pozorované magmatické stavbě (tokové usměrnění vyrostlic), pokud byla vyvinuta. Pro další laboratorní studium byl zvolen vzorek klinopyroxenového trachybazaltu s biotitem z lávového proudu, který je odkryt činným kamenolomem Dubičná u Úštěku (CS12). Výhodou této volby je: (i) přiměřené množství klinopyroxenových vyrostlic (15-20 obj. %), které poskytují statisticky reprezentativní množství zrn, ale nedochází k jejich dotýkání, (ii) absence makroskopických magmatických staveb, (iii) pozorovatelná vulkanologická interpretace, a (iv) dostupnost čerstvého vzorkového materiálu.

3.2 Trachybazaltový výlev Dubičné

Kamenolom Dubičná se nachází na j. úbočí Dubí hory, ~15 km jz. od České Lípy (obr. 3.1). Podle chemického složení (Ulrych et al. 2002) se jedná o draselný trachybazalt na přechodu k tefritu a šošonitu (obr. 3.2). V modálním složení se uplatňují plagioklas, sanidin, klinopyroxen, biotit, magnetit a apatit, a normativní složení přibližuje tab 3.1.

Tab. 3.1: CIPW norma trachybazaltu z Dubičné (hm. %)

#	Or	Ab	An	Ne	Di	Ol	Mt	Il	Ap	Fr	Součet
CS12	17.18	18.19	17.81	9.32	22.49	6.03	2.17	5.52	1.22	0.06	100.00

Chemická analýza podle Ulrycha et al. (2002).

Výskyt Dubí hory tvoří subhorizontální lávový proud o mocnosti min. 15 m, charakteristický subvertikální sloupcovitou odlučností (vývoj “kamenných varhan”) se sloupci širokými cca 1 m (obr. 3.3). Úklon sloupců je pravděpodobně způsoben primárním sklonem lávového proudu v závislosti na morfologii paleoreliéfu (Cajz et al. 2008). Podloží výlevu tvoří svrchnokřídové sedimenty březenského souvrství (střídání vápnitých jílovců a prachovců s vložkami pískovců).

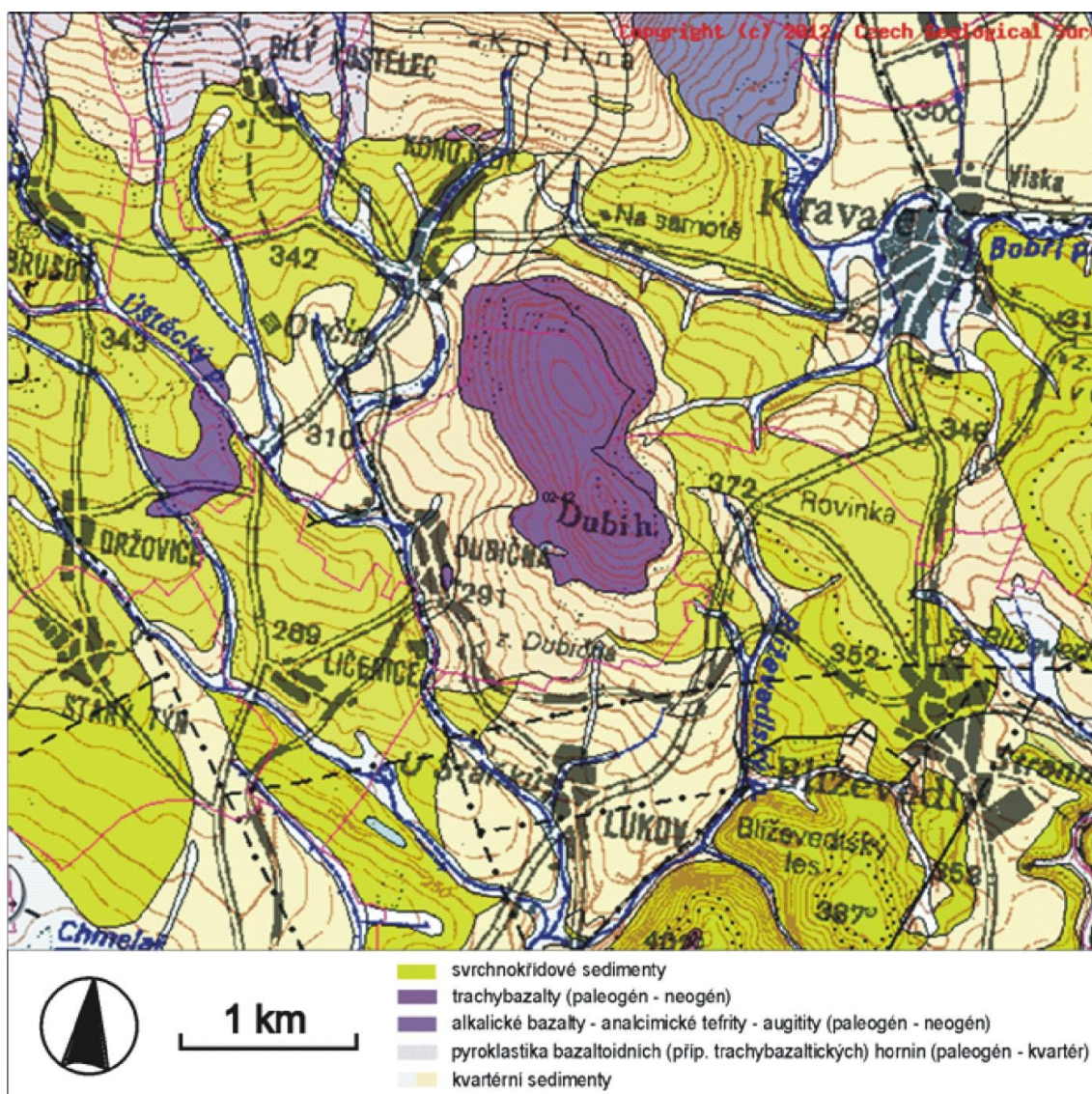
3.3 Laboratorní studium

Ze vzorku byl vyroben velkoformátový odkrytý výbrus (120 × 88 mm), který byl skenován v rozlišení 2400 DPI v polarizovaném světle na skeneru Epson Perfection V700 Photo. V programu Adobe Photoshop 5.0 byly obkresleny hranice všech fenokrystů

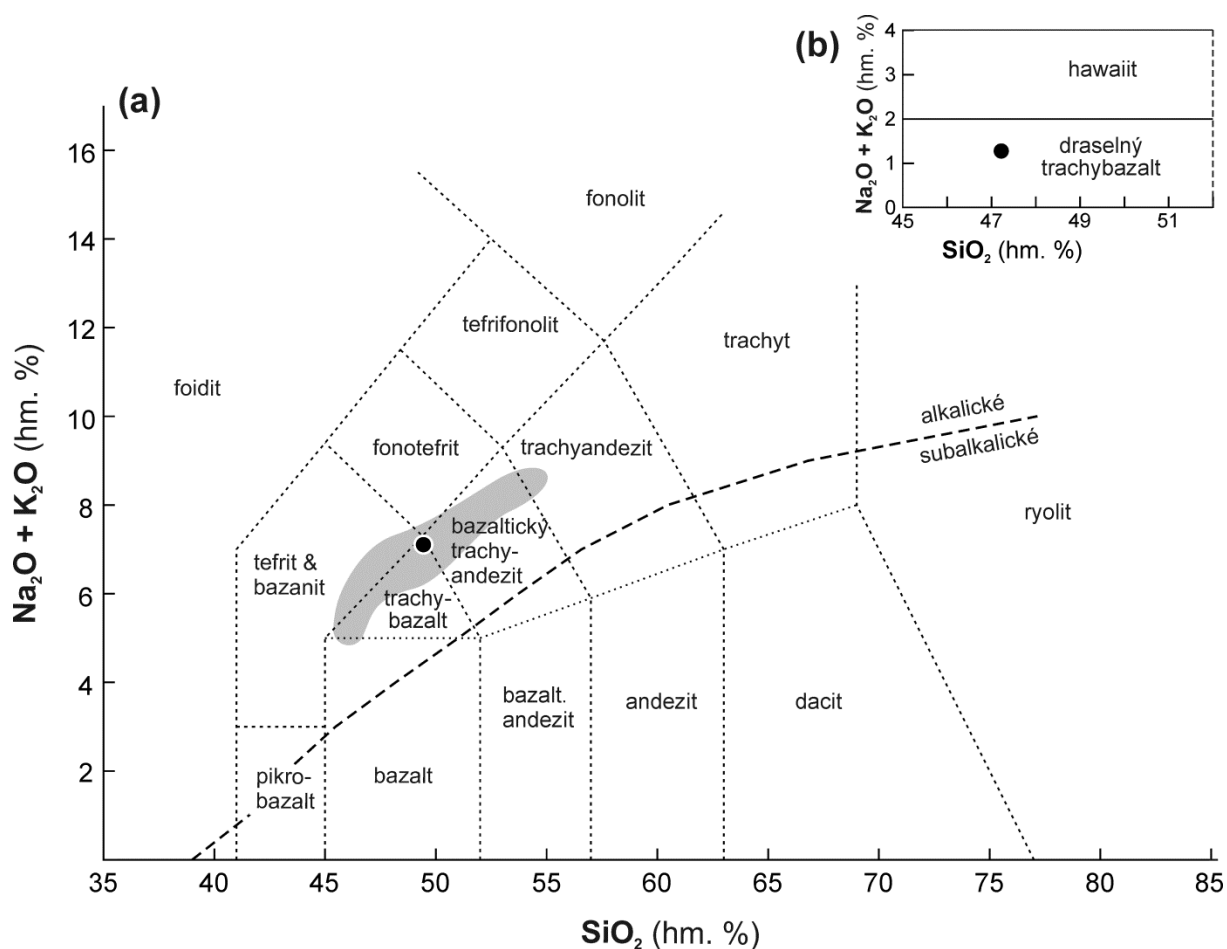
klinopyroxenů až do nejmenší velikosti 2×2 body ($21 \times 21 \mu\text{m}$). Černobílá kresba byla zpracována programem Project1 (V. Špillar, ústní sdělení) a získaná data, především hodnoty maximální délky a plochy zrn, byla zpracována v programu CSDCorrections v. 1.3.9.5 (Higgins 2000, 2002).

Pro výpočet CSD byly použity jako hlavní vstupní parametr maximální délky zrn. Pro transformaci byl uvažován sloupcovitý tvar krystalů s osními poměry 1:1:2, zaoblení 0.4, modální zastoupení 17.11 % a měřená plocha 5271 mm^2 .

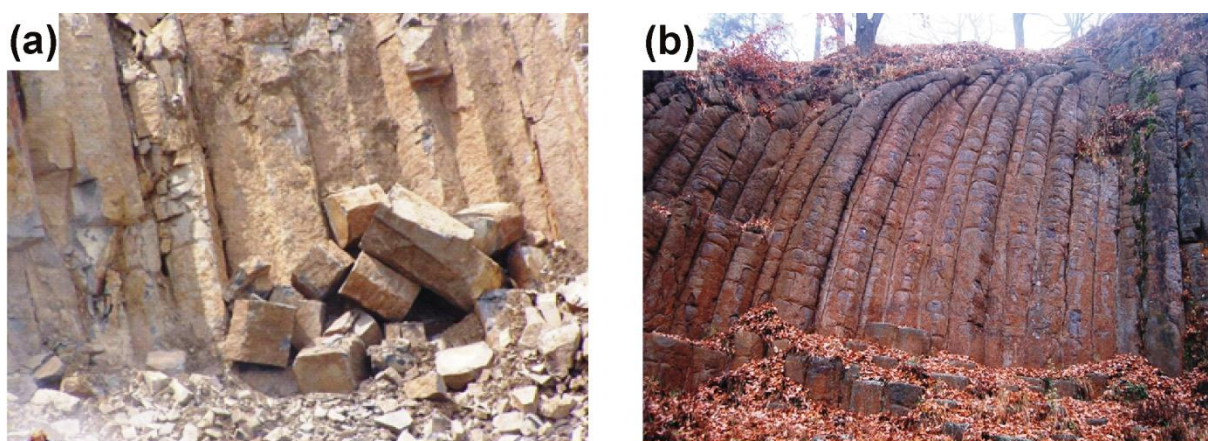
Pro studium v elektronovém mikroskopu byl vyroben leštěný výbrus normální velikosti ($28 \times 47 \text{ mm}$) ze stejného vzorku. Na skenovacím elektronovém mikroskopu Vega 2 Tescan (Ústav petrologie a strukturní geologie) bylo provedeno 62 bodových analýz horninotvorných mineralů a jejich zón. Elektronový mikroskop byl vybaven detektorem EDS X-Max 50 (Oxford Instruments) a analýzy probíhaly při urychlovacím napětí 15 kV, proudu 1.5 nA a průměru svazku $2 \mu\text{m}$. Pro dokumentaci variací v chemickém složení mineralů byly pořízeny snímky ve zpět odražených elektronech (*back scattered electrons*, BSE).



Obr. 3.1: Geologická mapa okolí Dubičné, podle geologické mapy České Republiky 1:50 000 (Česká geologická služba Praha).



Obr. 3.2: Klasifikační diagram TAS (a) pro vzorek CS12 z Dubičné s vyznačením rozpětí složení trachybazaltů Českého středohoří (Ulrych et al. 2002). Ve výřezu (b) je podrobné rozdělení trachybazaltů podle relativního množství Na_2O a K_2O (Le Maitre et al. 2002).

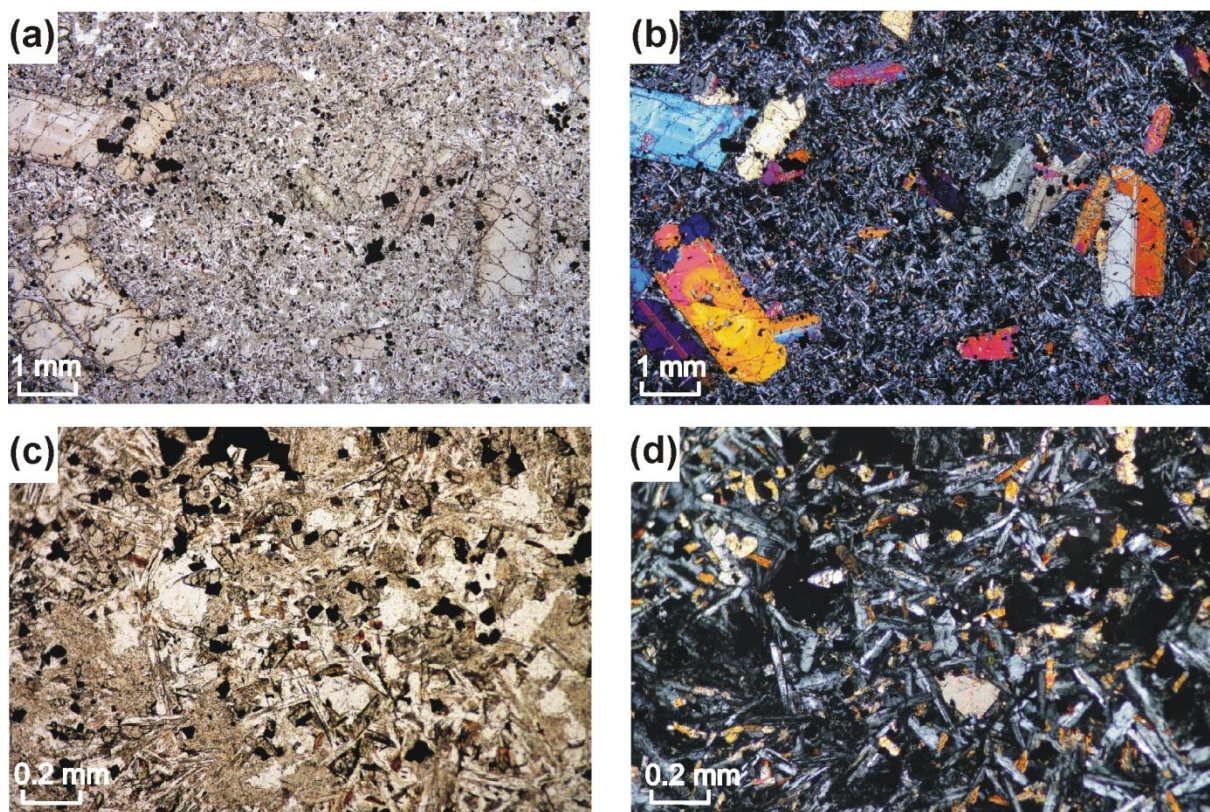


Obr. 3.3: Terénní fotografie lávového proudu Dubí hory: (a) lávový proud v činném kamenolomu Dubičná (foto CSKámen plus s.r.o.); (b) tzv. Konojedské bočníky, trachybazaltové varhany s povrchovým hákováním na severním úbočí kopce (foto David Dolejš).

4 VÝSLEDKY

4.1 Petrografie a složení horninotvorných minerálů

Draselný trachybazalt má výrazně porfyrickou, všesměrně zrnitou strukturu (obr. 4.1). Fenokrysty (17 obj. %) o velikosti 1-5 mm tvoří výhradně klinopyroxen. Základní hmota je velmi jemnozrná až celistvá, složená především z živců a klinopyroxenu, dále titanomagnetitu, biotitu, akcesorického apatitu, sekundárního analcimu a karbonátu (obr. 4.2). Dominantními minerály jsou subhedrální plagioklas a sanidin (0.1-0.25 mm). Biotit tvoří drobná (0.02 mm) hnědá subhedrální sloupcovitá zrna. Titanomagnetit tvoří oválná opakní zrna (0.01-0.03 mm, 5 %) a inkluze fenokrystů. Apatit se ve výbruse vyskytuje ve formě jehlicovitých zrn s šestibokým průřezem (poměr stran ~ 1 : 14, velikost maximálně 0.1 mm).



Obr. 4.1: Reprezentativní mikrofotografie draselného trachybazaltu z Dubičné. Celkový vzhled horniny (a) s polarizátorem a (b) ve zkřížených nikolech. Detail základní hmoty trachybazaltu s polarizátorem (c) a ve zkřížených nikolech (d).

4.1.1 Klinopyroxen

Z klinopyroxenů byla analyzována zrna vyrostlic a základní hmoty (tab. 4.1). Většina zrn má výraznou chemickou zonalitu i nepravidelnou, zpravidla jemně oscilační zonalnost (obr. 4.3-4.4). Klinopyroxeny draselného trachybazaltu patří mezi Ca-pyroxeny, resp. diopsidu $\#mg = 0.81-0.91$ (obr. 4.5). Hlavními koncovými členy klinopyroxenu jsou diopsid (54.51-72.06 mol. %), hedenbergit (6.95-17.41 mol. %), enstatit (0.90-4.18 mol. %), ferrosilit

(0.14-1.00 mol. %), TiSi_2O_6 (1.13-14.53 mol. %), $\text{Ca}(\text{Al},\text{Fe}^{3+})$ -Tschermakův koncový člen (1.13-14.53 mol. %). Obsah aegirínové složky je nízký (1.69-5.48 mol. %; tab. 4.1). Přestože obsah Ca je deficitní (0.91-0.95 apfu), obsahy Mg a Fe^{2+} jsou v důsledku substitucí Ti, Al, Fe^{3+} a Na sníženy, a celkové složení klinopyroxenu odpovídá podle relativních proporcí Ca-Mg- Fe^{2+} Ca-bohatému diopsidu, nikoliv augitu.

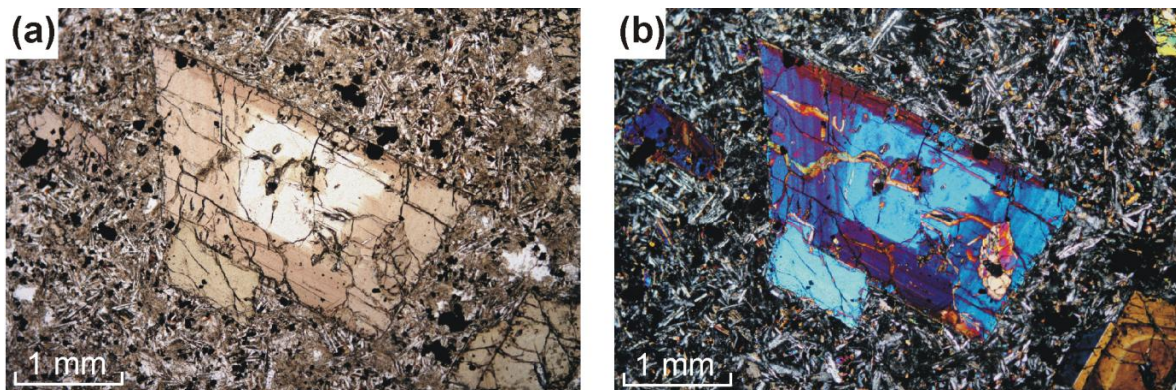
Tab. 4.1: Vybrané mikrosondové analýzy klinopyroxenu draselného trachybazaltu.

analýza pozice	CS12-29 fen_1	CS12-30 fen_2	CS12-31 fen_3	CS12-32 fen_4	CS12-33 fen_5	CS12-35 fen_6	CS12-34 fen_7	CS12-38 agregát	CS12-13 matrix	CS12-17 matrix
hm. %										
SiO_2	44.75	45.00	47.43	44.72	47.94	44.41	46.53	43.37	50.52	46.96
TiO_2	3.17	2.83	2.23	3.27	2.15	3.43	2.62	4.28	1.65	2.75
Cr_2O_3	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.12	0.12	0.08	0.02	0.04
Al_2O_3	7.65	7.40	5.34	7.47	4.98	7.80	6.64	8.51	2.65	5.62
FeO	8.11	8.67	7.72	8.65	7.01	8.64	6.83	8.37	7.49	7.57
MnO	0.12	0.16	0.16	0.19	0.14	0.21	0.17	0.20	0.22	0.25
MgO	11.24	11.02	12.66	11.17	13.11	10.79	12.54	11.03	13.66	12.54
NiO	0.00	0.09	0.03	0.02	0.14	0.02	0.03	0.14	0.00	0.04
CaO	23.03	22.86	23.16	22.83	23.37	23.25	22.97	23.39	22.77	23.65
Na_2O	0.66	0.72	0.49	0.71	0.48	0.63	0.58	0.54	0.50	0.49
K_2O	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
celkem	98.76	98.81	99.27	99.04	99.33	99.30	99.03	99.92	99.48	99.92
4 K / 6 O										
Si ^[T]	1.69	1.70	1.78	1.69	1.79	1.68	1.74	1.63	1.89	1.75
Al	0.22	0.20	0.15	0.21	0.14	0.23	0.19	0.26	0.08	0.16
Fe^{3+}	0.09	0.09	0.07	0.10	0.07	0.10	0.07	0.11	0.03	0.09
Al ^[M1]	0.12	0.13	0.09	0.12	0.08	0.12	0.11	0.12	0.04	0.08
Fe^{3+}	0.05	0.06	0.04	0.06	0.04	0.05	0.04	0.05	0.02	0.04
Ti	0.09	0.08	0.06	0.09	0.06	0.10	0.07	0.12	0.05	0.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.62	0.61	0.68	0.61	0.70	0.60	0.67	0.60	0.72	0.68
Fe^{2+}	0.11	0.12	0.12	0.11	0.10	0.12	0.10	0.10	0.17	0.10
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Mg ^[M2]	0.01	0.02	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.04	0.02
Fe^{2+}	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.93	0.93	0.93	0.92	0.94	0.94	0.92	0.94	0.91	0.95
Na	0.05	0.05	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
#mg	0.85	0.84	0.85	0.84	0.87	0.83	0.87	0.86	0.81	0.87
<i>koncové členy</i>										
Di	67.70	66.42	60.39	58.94	65.03	58.89	67.92	63.93	58.60	58.46
Hd	16.16	10.09	10.80	11.38	11.54	11.11	10.00	9.52	12.27	9.56
En	4.18	1.66	1.48	1.63	2.86	2.00	2.57	3.06	1.09	1.65
Ti-px	4.64	7.71	9.02	8.05	6.28	9.29	6.04	7.40	9.76	12.10
CaTsch	1.95	8.42	12.43	12.82	8.74	12.04	8.12	10.46	11.97	11.66
CaFe^{3+} -px	0.00	0.89	0.28	0.64	0.74	0.40	0.65	0.00	0.44	1.05
Aeg	1.69	3.54	4.81	5.26	3.53	5.20	3.48	3.99	4.58	3.96

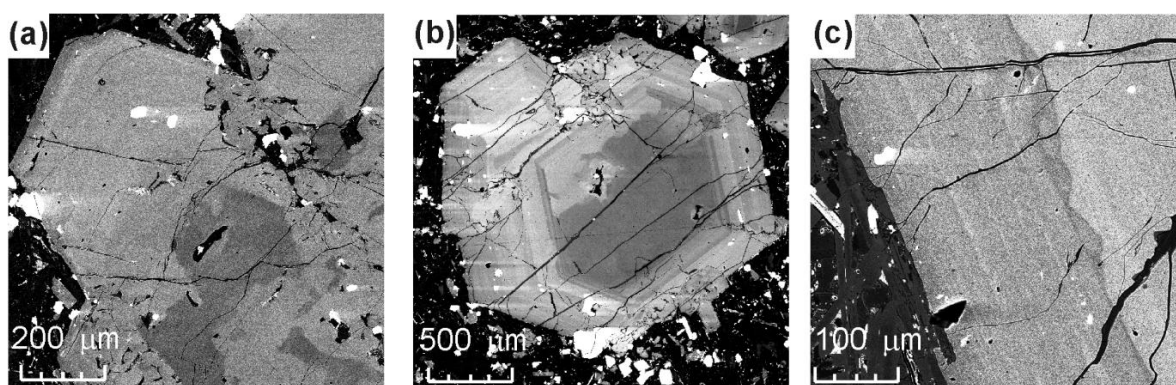
fen_1 až fen_7 představují analýzy fenokrystu po jednotlivých zónách, od okraje zrna směrem k jeho středu.

Zvýšené koncentrace patří Al_2O_3 (0.80-9.43 hm. %), TiO_2 (0.70-4.58 hm. %) a Na_2O (0.38-0.75 %). Krystalochemický rozpočet na 6 O a 4 kationty ukazuje značné množství Fe^{3+}

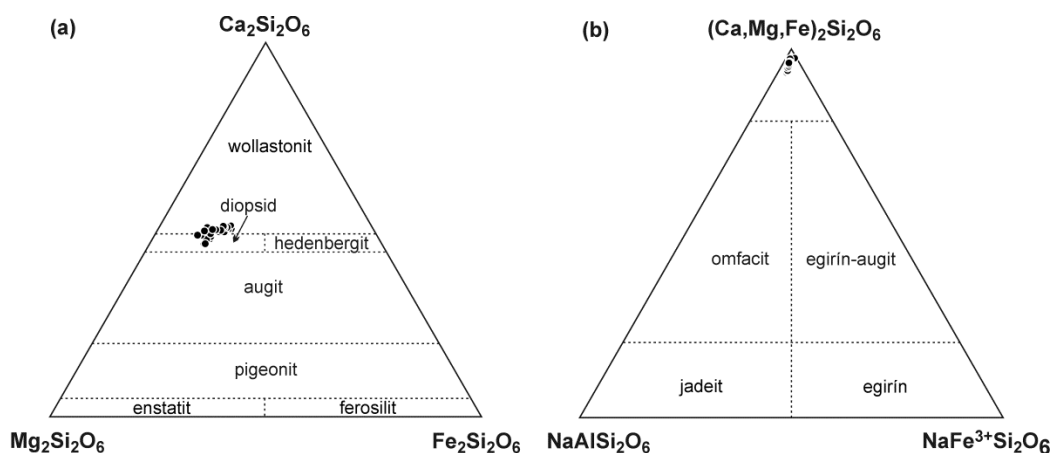
(0.05-0.16 apfu), tj. $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}} = 0.42\text{-}0.47$. Obsahy Ti, Al, Fe^{3+} a Na ukazují slabě zřetelný nárůst s klesající $\#mg$, tj. se zvyšují s postupnou diferenciací magmatu (obr. 4.6). Tyto substituenty ukazují dobré lineární korelace, přičemž $\text{Al} > \text{Ti}$, Fe^{3+} (obr. 4.7). Lineární chování naznačuje konstantním distribučním koeficientům pro tyto prvky mezi klinopyroxenem a taveninou.



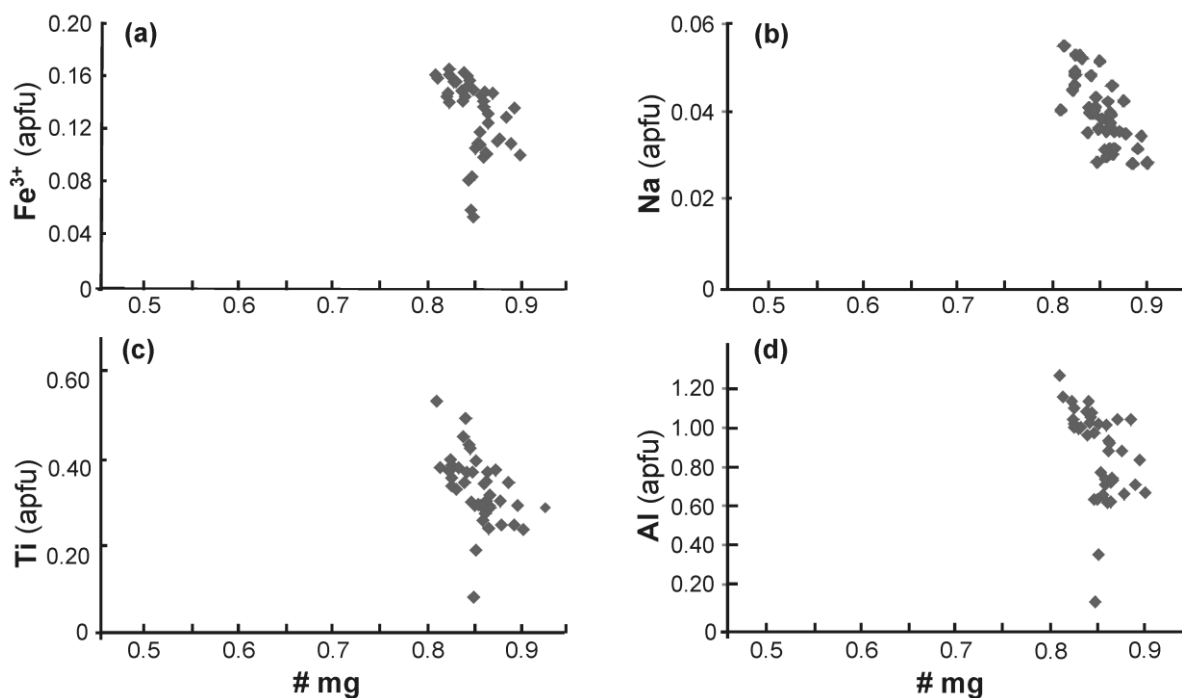
Obr. 4.3: Detailní mikrofotografie zonálnosti a dvojčatění fenokrystů klinopyroxenu (a) s polarizátorem a (b) ve zkřížených nikolech.



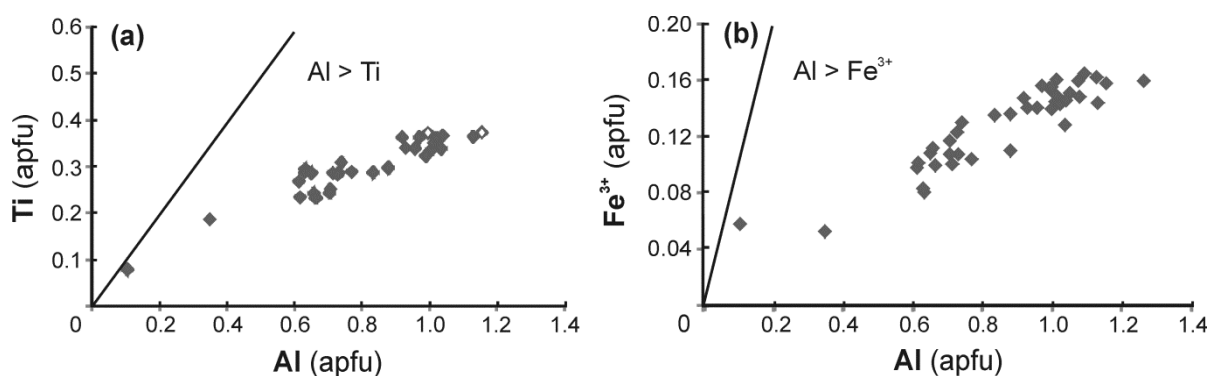
Obr. 4.4: BSE snímky fenokrystů klinopyroxenu s oscilační zonálností: (a) syneutický srůst zrn s chemickou zonálností; (b) zonální klinopyroxenová srostlice; (c) detailní záběr oscilačně zonálního okraje fenokrystu.



Obr. 4.5: Chemické složení a klasifikace klinopyroxenů v draselném trachybazaltu: (a) diagram $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6\text{-Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ a (b) diagram $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6\text{-NaFeSi}_2\text{O}_6\text{-(Ca,Mg,Fe)}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (Morimoto 1988).



Obr. 4.6: Chemické složení klinopyroxenu v diagramech #mg a (a) Fe^{3+} , (b) Na, (c) Ti, příp. (d) Al.



Obr. 4.7: Chemické složení klinopyroxenu v diagramech Al a (a) Ti, příp. (b) Fe^{3+} .

4.1.2 Biotit

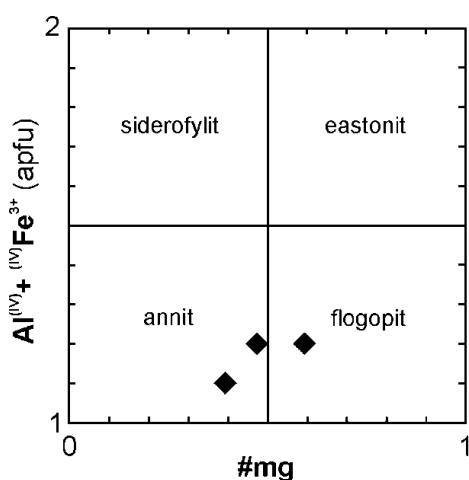
Biotit se ve studovaném vzorku vyskytuje jen v podružném množství (do 3 obj. %). Svým složením odpovídá přechodu flogopitu a annitu, s #mg = 0.42-0.59 a Si = 2.80-2.85 apfu (tab. 4.2; obr. 4.7). Obsah TiO_2 se pohybuje od 7.08 do 10.05 hm. %, tj. 0.42-0.57 apfu. Koncentrace fluóru jsou zvýšené, 1.81-2.33 hm. % F, což odpovídá $\#f = F/(O+OH+F+Cl) = 0.44-0.54$.

Prvotní rozpočet analýz biotitu na 11 O naznačoval, že Si+Al nedostačují k zaplnění tetraedrické pozice, a proto se část Fe musí vyskytovat v tetraedrické pozici, pravděpodobně v trojmocné formě. Současně zaplnění mezivrstevní pozice Ca+Na+K přesahuje 1 apfu a naznačuje nutnost zvýšit oxidační číslo železa nebo snížit celkový počet kationtů, např. zavedením oktaedrických vakancí. Tuto situaci je možné řešit změnami faktoru při přepočtu krystalochemického vzorce a zjištěním, ve kterém rozmezí odpovídá všem

krystalochemických omezením. Přijatelné řešení poskytuje přepočet na $\text{Si}+\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mg}+\text{Mn}+1.5\text{Ti} = 7$ kationtů, kde koeficient 1.5 představuje opravu pro vakanci v důsledku zvýšení oxidačního čísla z 3+ v oktaedrické na 4+ pro Ti. Současně uvažují, že Fe v tetraedrické pozici patří Fe^{3+} , zatímco v oktaedrické pozici odpovídá Fe^{2+} . Případný přebytečný náboj je vyjádřen jako oxy-složka v hydroxylové pozici. Studované biotity obsahují 0.10-0.12 Fe^{3+} apfu, tj. $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{\text{tot}} = 0.07\text{-}0.12$.

Tab. 4.2: Mikrosondové analýzy biotitu v základní hmotě draselného trachybazaltu z Dubičné.

analýza	CS12-57	CS12-58	CS12-59
hm. %			
SiO_2	36.67	38.03	36.31
TiO_2	7.08	10.06	8.66
Al_2O_3	11.49	12.42	11.78
FeO	21.6	14.74	18.83
MnO	0.46	0.24	0.27
MgO	9.08	12.28	9.88
Na_2O	0.91	1.16	0.89
K_2O	9.02	8.79	9.04
F	2	2.33	1.81
Cl	0	0.02	0
celkem	98.3	100.07	97.47
$\text{Si}+\text{Al}+\text{Fe}+\text{Mn}+\text{Mg}+1.5\text{Ti} = 7$			
$\text{Si}^{(\text{T})}$	2.85	2.81	2.80
Al	1.05	1.08	1.07
Fe^{3+}	0.10	0.11	0.12
$\text{Ti}^{(\text{M})}$	0.41	0.56	0.50
Mg	1.05	1.35	1.14
Fe^{2+}	1.30	0.80	1.09
Mn	0.03	0.01	0.02
□	0.21	0.28	0.25
$\text{Na}^{(\text{T})}$	0.14	0.17	0.13
K	0.89	0.83	0.89
□		0.01	
O	0.14	0.18	0.16
OH	1.36	1.27	1.39
F	0.49	0.54	0.44
Cl	0.00	0.00	0.00
#mg	0.43	0.60	0.48



Obr. 4.7: Klasifikační diagram pro biotit v draselném trachybazaltu Dubičné.

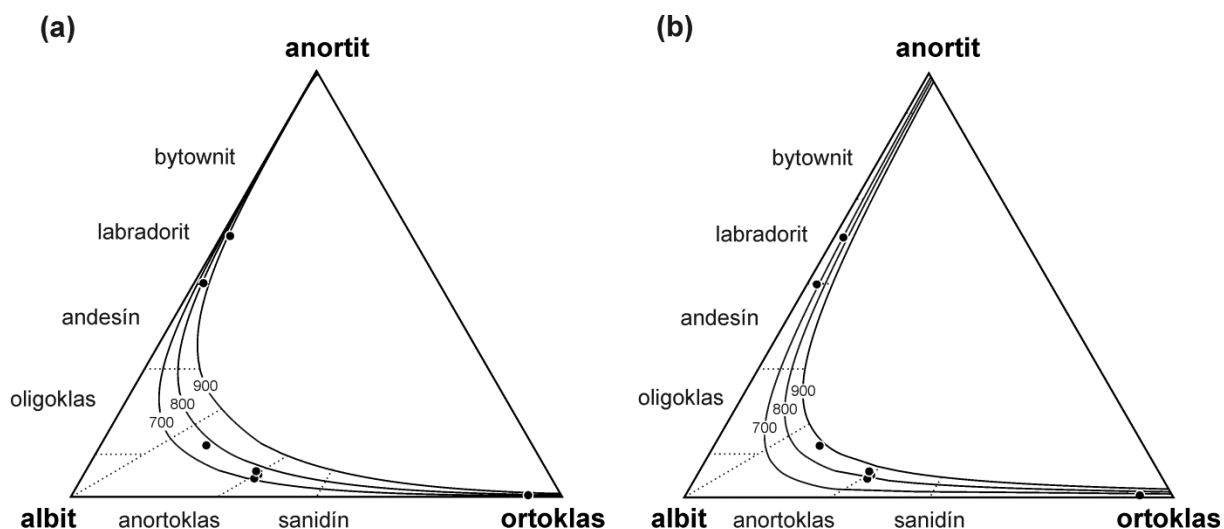
4.1.3 Živce

Živce tvoří subhedrální zrna tabulkovitého až lištovitého tvaru ve velmi jemnozrnné základní hmotě. Střed zrn mají složení labradoritu (An_{61-50}), okraj zrn tvoří anortoklas-sanidin bohatý bariem (až 2.51 hm. % BaO). V okolí živců místy vzniká sekundární karbonát, příp. analcim (tab. 4.3).

Tab. 4.3: Mikrosondové analýzy živců v základní hmotě draselného trachybazaltu

analýza pozice	CS12-50 okraj	CS12-51 okraj	CS12-52 Střed	CS12-53 střed	CS12-54 okraj	CS12-55 Okraj	CS12-61 okraj
hm. %							
SiO ₂	63.93	64.39	55.25	51.92	66.55	63.87	65.77
TiO ₂	0.20	0.17	0.07	0.09	0.22	0.30	0.11
Al ₂ O ₃	21.68	20.56	28.75	30.26	20.21	20.90	18.89
FeO	0.27	0.20	0.48	0.62	0.18	0.35	0.20
CaO	2.58	1.07	10.42	12.61	0.90	1.18	0.09
BaO	0.42	1.68	0.19	0.07	0.01	2.51	0.17
Na ₂ O	7.80	6.65	5.49	4.20	6.90	6.38	0.75
K ₂ O	3.85	6.07	0.34	0.31	6.10	5.68	15.84
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12
celkem	100.74	100.78	100.99	100.07	101.06	101.17	101.95
8 O							
Si	2.83	2.89	2.47	2.35	2.95	2.88	2.93
Ti	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	1.14	1.09	1.52	1.62	1.05	1.11	1.01
Fe ²⁺	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Ca	0.12	0.05	0.50	0.61	0.04	0.06	0.00
Ba	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00
Na	0.67	0.58	0.48	0.37	0.59	0.56	0.07
K	0.22	0.35	0.02	0.02	0.34	0.33	0.92
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>koncové členy</i>							
Or	21.87	34.87	1.92	1.82	34.40	34.40	91.68
Ab	67.33	58.08	47.68	37.02	59.14	55.72	6.60
An	12.32	5.14	50.00	31.47	4.27	5.71	0.63
Cs	0.73	2.96	0.34	0.12	0.02	4.44	0.31

Složení anortoklasů a sanidinů se blíží ternárnímu a umožňuje vypočítat minimální teplotu krystalizace na základě živcové termometrie. Obr. 4.8 znázorňuje izotermy ternárního živcového solvu pro teploty 700-900 °C a tlak 1 bar. Projekční body anortoklasů a sanidinů se blíží tvaru izoterm podle termodynamického modelu Beniska et al. (2010) a udávají minimální teplotu krystalizace 710-780 °C. Naproti tomu model míšení Hollanda a Powella (2003) dává 780-830 °C pro sanidin a 880 °C pro anortoklas (obr. 4.8). Tyto teploty mohou odpovídat chladnutí magmatu při krystalizaci základní hmoty.



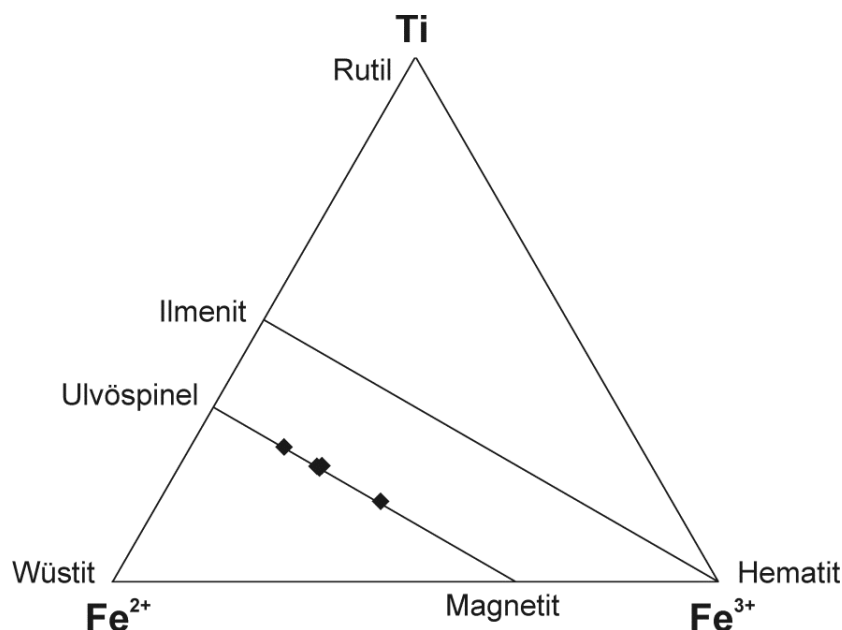
Obr. 4.8: Chemické složení živců draselného trachybazaltu v diagramu albit-ortoklas-anortit. Izotermie solvu pro tlak $P = 1$ bar jsou vyneseny na základě termodynamických modelů (a) Beniska et al. (2010) a (b) Hollanda a Powella (2003). Klasifikační pole jsou podle Parsonse (2010).

4.1.4 Ostatní minerály

Hlavní podružným minerálem v draselném trachybazaltu je titanomagnetit (tab. 4.4, obr. 4.9). Ti-magnetit představuje pevný roztok magnetitu a ulvöspinelu (56-67 mol. % ulvöspinelu), přičemž Ti-chudý magnetit (41 mol. % ulvöspinelu) představuje inkluzi v klinopyroxenu.

Tab. 4.4: Chemické složení titanomagnetitu

analýza pozice	CS12-28 matrix	CS12-36 Inkluze	CS12-43 matrix	CS12-44 matrix	CS12-45 matrix
hm. %					
SiO ₂	0.14	0.21	0.17	0.25	0.14
TiO ₂	21.13	15.16	21.71	23.61	21.20
Cr ₂ O ₃	0.08	0.08	0.00	0.00	0.08
Al ₂ O ₃	3.81	3.76	3.61	0.62	3.95
FeO	68.55	74.94	68.91	69.90	68.53
MnO	0.90	0.61	0.96	2.08	0.88
MgO	4.17	2.64	4.00	0.44	4.40
NiO	0.00	0.22	0.08	0.16	0.00
CaO		0.13		0.10	
V ₂ O ₅	0.78	0.69	0.72	0.24	0.75
celkem	99.57	98.44	100.16	97.41	99.94
3 kationty / 4 O					
Si	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ti	0.56	0.41	0.57	0.67	0.56
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V ³⁺	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02
Al	0.16	0.16	0.15	0.03	0.16
Fe ³⁺	0.70	0.99	0.68	0.62	0.69
Fe ²⁺	1.32	1.24	1.34	1.58	1.31
Mn	0.03	0.02	0.03	0.07	0.03
Mg	0.22	0.14	0.21	0.02	0.23
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00



Obr. 4.9: Chemické složení titanomagnetitu v Fe^{3+} - Fe^{2+} - Ti diagramu.

Apatit obsahuje 4.30-4.79 hm. % F a až 0.54 hm. % $(La,Ce,Sm,Nd)_2O_3$. Sekundární arbonát představuje čistý kalcit (> 99.5 mol. % $CaCO_3$).

4.2 Distribuce velikostí klinopyroxenu

4.2.1 Velikostní a tvarové parametry

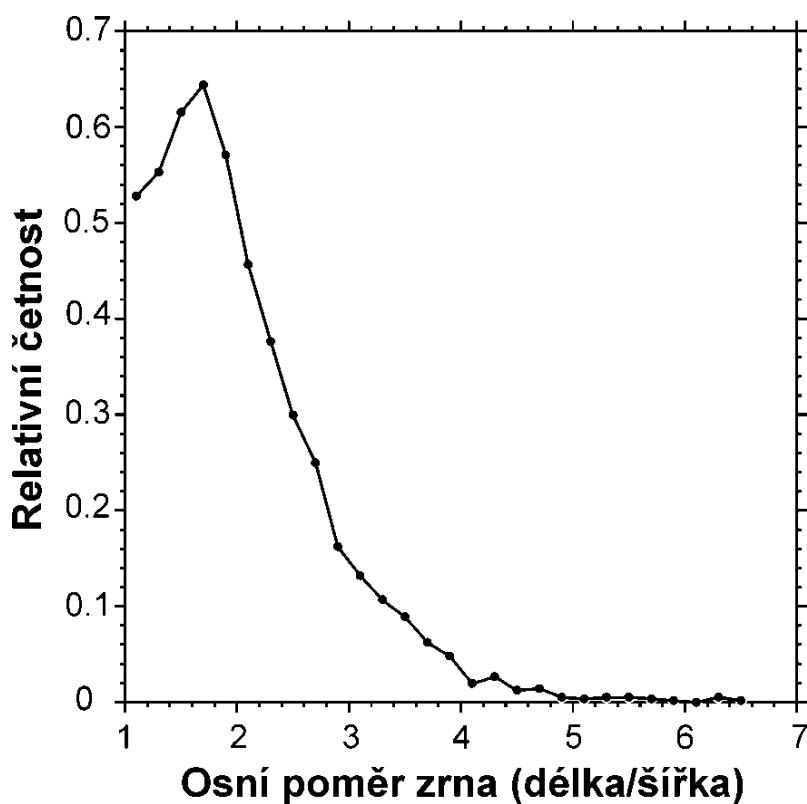
Ve velkoplošném výbrusu trachybazaltu z Dubičné bylo vyhodnoceno 2804 zrn o velikosti 0.10-6.78 mm, která tvoří 17.1 % měřené plochy (5271 mm^2). Pro každé zrn bylo pomocí stereologické analýzy černobílého rastru získány plocha řezu, délka a šířka zrna, tj. osní poměr obdélníka, který je zrnem opsán, a maximální délka zrna.

Zdánlivý osní poměr v plošném řezu kolísá od 1 do 5, s převahou přibližně izometrických zrn ($a/b < 3.0$) a maximum pro $a/b = 1.7$ (obr. 4.10). Tento charakter rozdělení odpovídá sloupcovitým zrnům a pozice maxima indikuje osní poměr nejdelší a kratších os, který je v našem případě blízký 2 (Higgins 1994).

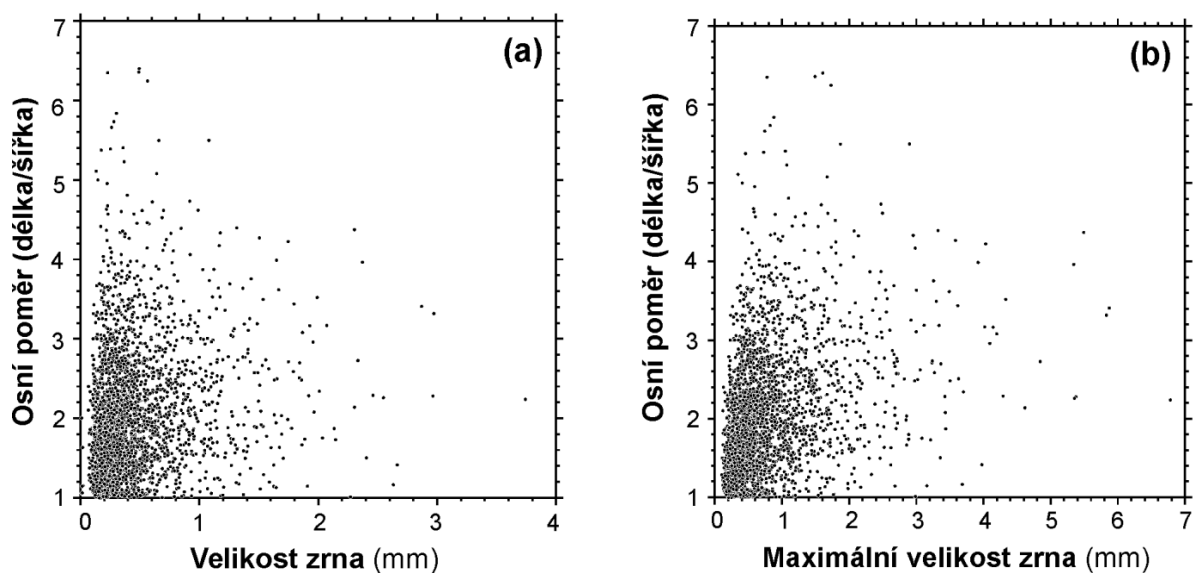
Pro odlišení vlivů rychlosti růstu, jeho anizotropie a Ostwaldova zrání na výslednou populaci fenokrystů byla posuzována možná souvislost mezi osním poměrem a velikostí zrn (obr. 4.11). Rozložení populace zrn ukazuje, že drobná zrna ($< 1.5 \text{ mm}$) mají nejvyšší četnost a zároveň vykazují nejširší rozmezí osních poměrů až do 1:4. Zrna o velikosti menší než 2 mm dosahují osních poměrů až 6.5, zatímco zrna přesahující 2.5 mm mají osní poměry nižší než 4.5. Tato dichotomie naznačuje, že větší zrna mají slabě zřetelnou tendenci k izometrickým tvarům, což může být důsledek postupného Ostwaldova zrání v magmatické suspenzi.

Pro petrogenetickou interpretaci byla provedena transformace na trojrozměrnou distribuci velikostí zrn pomocí upravené Saltikovovy metody (Higgins 2000, 2002), která současně předurčuje rozdělení do kvazilogaritmických zrnitostních tříd (tab. 4.5). Populační

hustota klinopyroxenu má přibližně log-normální rozdělení s výrazným maximem zrnitosti 0.43 mm a populační hustotou 1.05 mm^{-4} (obr. 4.12). Populační hustota ve dvou přilehlých zrnitostních třídách, které pokrývají 0.2-1.3 mm, je symetrická.



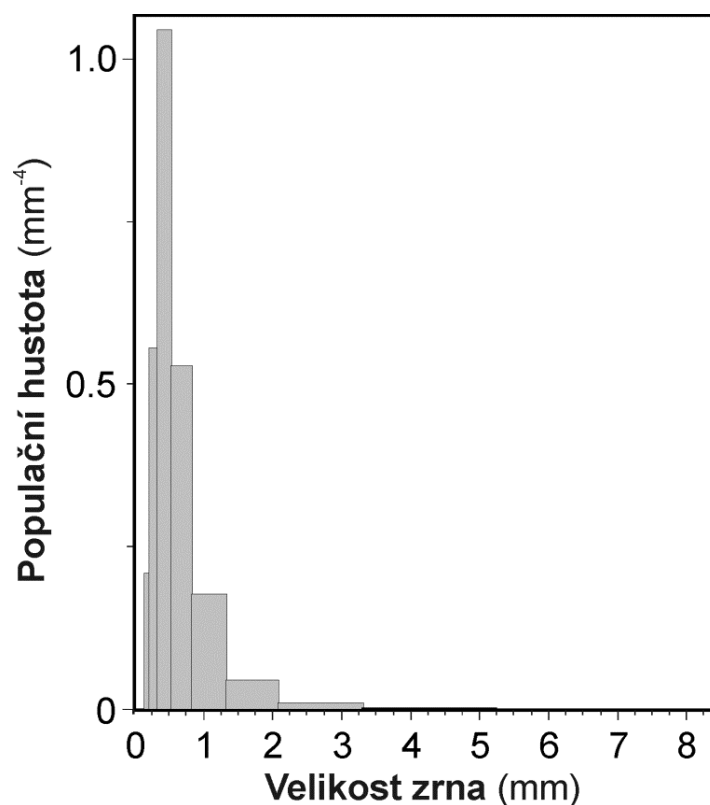
Obr. 4.10: Histogram osních poměru klinopyroxenu.



Obr. 4.11: Tvarové parametry zrn: (a) závislost osních poměrů na velikosti zrna vyjádřené délkou strany čtverce o stejné ploše a (b) závislost osních poměrů na maximální velikosti zrna.

Tab. 4.5: Populační hustota klinopyroxenových zrn

Horní limit zrnitosti (mm)	Populační hustota (mm^{-4})		
	hodnota	dolní hranice	horní hranice
0.1315			
0.2083	0.210	0.125	0.296
0.3302	0.555	0.472	0.638
0.5233	1.045	0.993	1.100
0.8294	0.529	0.507	0.552
1.3146	0.177	0.169	0.185
2.0835	0.0456	0.043	0.0481
3.3021	0.00953	0.00884	0.0103
5.2334	0.00141	0.00124	0.00158
8.2944	0.000126	0.000093	0.000158
13.100	0.00000335	0	0.00000670

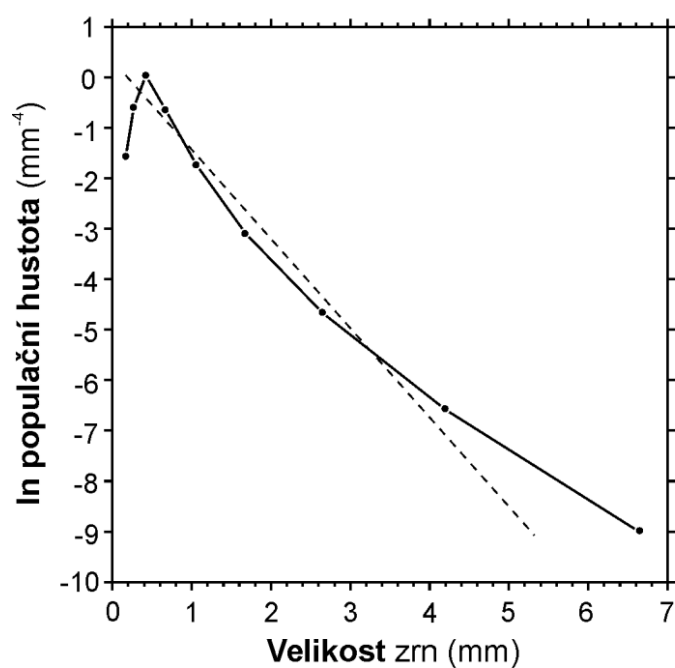


Obr. 4.12: Histogram populační hustoty klinopyroxenu.

Distribuce velikostí zrn klinopyroxenu nemá log-lineární průběh (tab. 4.6; obr. 4.13) a odlišuje se především (i) celkově konkávním průběhem, způsobeným přebytkem makrokrystů (větších než 3.5 mm) a nedostatkem zrn ve střední zrnitosti, a (ii) výrazným ochuzením nejmenšími zrny (méně než 0.5 mm). Celkový log-lineární fit má $\ln(n_0) = 0.35 \text{ mm}^{-4}$, tj. nukleační hustotu 1.42 mm^{-4} , a směrnici -1.78, tzn. charakteristickou délku zrna, $C = 0.562 \text{ mm}$. Za předpokladu log-lineárního trendu tyto hodnoty vyplývají ze střední zrnitosti klinopyroxenu a jeho modálního zastoupení ve vzorku.

Tab. 4.6: Distribuce velikostí zrn klinopyroxenu

Střední hodnota zrnitosti (mm)	ln populační hustota (mm ⁻⁴)			Mód (obj. %)
	hodnota	dolní hranice	horní hranice	
0.167	-1.55	-2.07	-1.21	0.001
0.264	-0.63	-0.80	-0.48	0.024
0.419	0.04	-0.01	0.09	0.298
0.664	-0.63	-0.68	-0.59	0.959
1.052	-1.73	-1.77	-1.68	2.030
1.67	-3.08	-3.14	-3.03	3.295
2.64	-4.65	-4.73	-4.57	4.356
4.19	-6.56	-6.69	-6.44	4.071
6.64	-8.97	-9.28	-8.74	2.291
10.52	-12.6	-∞	-11.9	0.386



Obr. 4.13: Log-lineární projekce distribuce velikostí klinopyroxenu. Čárkovaná regresní přímka zvýrazňuje odchýlení od lineárního trendu.

5 GEOLOGICKÁ INTERPRETACE

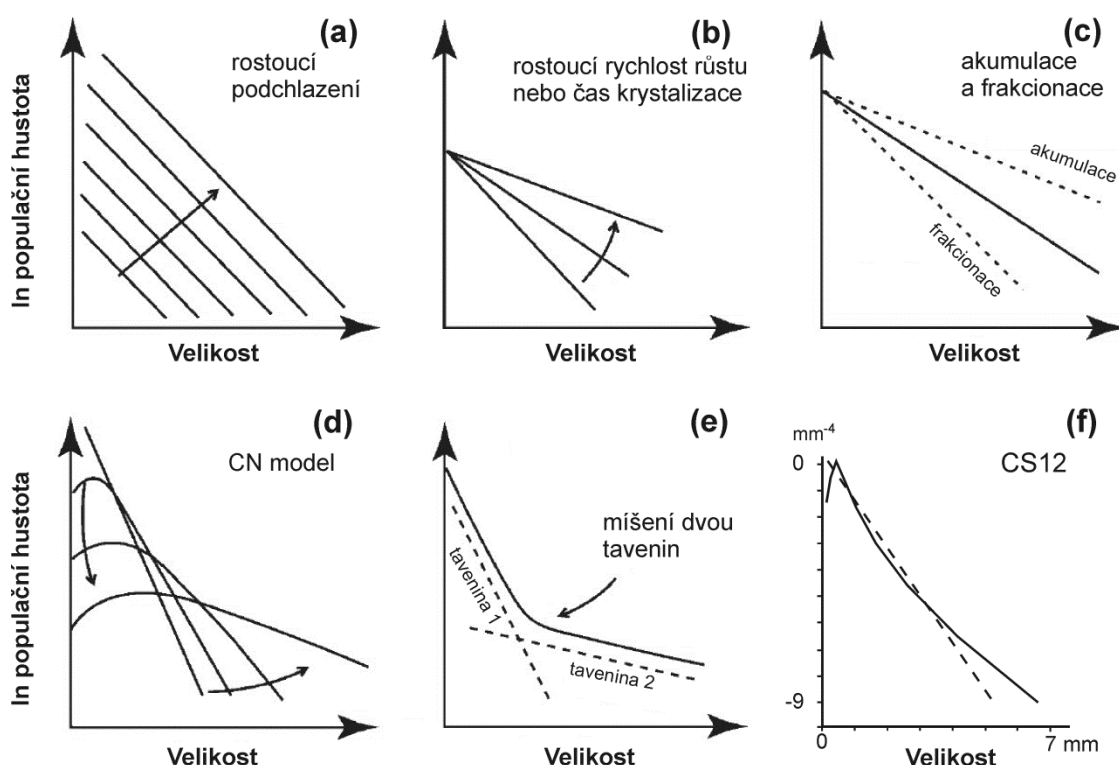
Měření distribuce velikostí zrn v magmatických horninách představuje nový nástroj pro interpretaci kinetických proměnných, texturních i mechanických pochodů, které probíhaly v původním magmatickém rezervoáru, příp. i určení jeho časových měřítek. Přímé log-lineární distribuce zrnitosti jsou často výsledkem jednoduchých nukleačních a růstových pochodů (Higgins 2006). V přírodních podmínkách jsou rychlosti růstu a nukleace ovlivňovány řídící silou krystalizace, která se odvíjí od změn teploty a tlaku. Pokles teploty způsobuje zvýšení rychlosti nukleace, tj. hodnoty průsečíku distribučního trendu směrem od počátku diagramu při zachování sklonu (obr. 5.1a). Naopak prodloužení intervalu krystalizace (zvýšení doby setrvání krystalů v rezervoáru) při stálé rychlosti růstu vede k přednostnímu zvětšování velkých zrn, tj., otáčení CSD trendu při zachování rychlosti nukleace (průsečíku se svislou osou; obr. 5.1b). Zakřivení distribuční přímky je zpravidla důsledkem akumulace nebo separace krystalů (Marsh 1998), kompakce a vytěšňování taveniny, příp. kompakční rekrytalizace (Boorman et al. 2004), míšení různých suspenzí magmatu (Higgins 1996; Jerram et al. 2003; Higgins a Roberge 2003) nebo texturního hrubnutí, tj. Ostwaldova zrání (Higgins 2002). Akumulace nebo frakcionace krystalů se projevuje změnami sklonu distribučního trendu (obr. 5.1c), tj. separace krystalů vede ke zvýšení sklonu, což se projevuje zdánlivě nižší charakteristickou zrnitostí nebo kratším intervalem krystalizace. Výměna chemických složek difúzí v modelu komunikujících sousedů má za následek přednostní rozpouštění drobných zrn a přirůstání velkých zrn. Tímto mechanismem vzniká unikátní konvexní distribuční trend (obr. 5.1d), který je charakteristický např. i pro distribuce minerálů v metamorfovaných horninách s dlouhodobým texturním zráním (Philpotts a Ague 2009). Míšení magmatických suspenzí, které se vznikly za odlišných rychlostí nukleace nebo růstu, se projevuje vznikem složeného trendu, který postupně přechází v konkávní křivku s ochuzením o zrna ve středních velikostech (obr. 5.1e).

Distribuce velikostí zrn klinopyroxenu z draselného trachybazaltu lávového proudu Dubičné u Úštěku má přibližně přímkový průběh v projekci logaritmu populační hustoty a lineární velikosti zrn. Hlavní odchylky od přímkového trendu jsou způsobeny přebytkem makrokrytů, mírným nedostatkem zrn střední velikosti, a výrazným ochuzením o nejmenší krystalovou frakci (méně než 0.5 mm). S ohledem na projevy jednotlivých pochodů diskutovaných výše na výslednou distribuci můžeme interpretovat získaná pozorování následujícím způsobem. Převážná část populace klinopyroxenových zrn vznikala za podmínek málo proměnlivé rychlosti nukleace a růstu. Dílčí fit zrnitostní frakce v rozmezí 0.4-1.7 mm odpovídá nukleační hustotě 2.79 mm^{-4} a dává charakteristickou velikost zrn, $C = 0.40 \text{ mm}$. S využitím vztahu $C = G\tau$ a rychlosti růstu minerálů v bazaltových jezírkách na Havaii, $G = 10^{-9} \text{ mms}^{-1}$ (Cashman a Marsh 1988), získáváme charakteristickou dobu krystalizace, $\tau = 12.7 \text{ let}$. Snížením rychlostí růstu odvozených pro vulkanická prostředí v mezierupčním stadiu, $G = 10^{-10} \text{ mm s}^{-1}$ (Cashman 1991, 1993) se časový interval růstu klinopyroxenu prodlouží na 127 let.

Slabě konkávní průběh distribuce hlavní populace klinopyroxenu odpovídá obohacení zrna o největší velikosti (více než 3.5 mm), ke kterému mohlo dojít mechanickou akumulací při bázi magmatického rezervoáru nebo přínosem nové magmatické suspenze s populací

celkově větších zrn. Podobnou interpretaci volí Higgins a Roberge (2003) pro distribuci velikostí amfibolu a plagioklasu v andezitech ze Soufrière Hills, Montserrat. S ohledem na pozvolné a plynulé zakřivení trendu se mechanická akumulace v mateřském rezervoáru výlevu Dubičné jeví jako pravděpodobnější.

Výrazná absence klinopyroxenových mikrokrystů (méně než 0.5 mm) je charakteristickým rysem u řady magmatitů, především bazaltů a pikritů (např. Mangan 1990; Jerram et al. 2003). Tento jev je interpretován jako důsledek Ostwaldova zrání, tj. texturního hrubnutí v magmatické suspenzi při stálém termálním režimu magmatického rezervoáru.



Obr. 5.1: Příklady procesů ovlivňujících tvar CSD (Vincent a Higgins 2010) a jejich porovnání s měřenou CSD klinopyroxenů: (a) změny CSD s rostoucí rychlostí nukleace při podchlazení; (b) změny CSD s rostoucí rychlostí růstu nebo dobou krystalizace; (c) vliv mechanické akumulace nebo separace krystalů; (d) vliv Ostwaldova zrání; (e) výsledná CSD při míšení dvou magmatických suspenzí; (f) CSD klinopyroxenu z Dubičné.

Trachybazaltový lávový proud Dubičné u Úštěku představuje výlev magmatické suspenze, kde došlo k obohacení o největší zrnitostní frakci (6-7 obj. %) pravděpodobně v důsledku poklesu krystalů v rezervoáru. Růst hlavní části klinopyroxenové populace představuje rychlou, patrně episodickou událost, která nepřesahuje 100 let. Nejjemnější frakce (mikrokrysty) klinopyroxenu byly odstraněny Ostwaldovým zráním před vlastní erupcí a vznikem lávového proudu. Přestože doba krystalizace klinopyroxenu je srovnatelná s dobou chladnutí lávového proudu, procesy akumulace velkých krystalů a Ostwaldovo zrání se pravděpodobně nemohou odehrát v tomto rychlém časovém měřítku po výlevu a proto klademe celý postup krystalizace do subvulkanického rezervoáru.

6 PODĚKOVÁNÍ

Na závěr práce bych ráda poděkovala hlavně Mgr. Davidu Dolejšovi, Ph.D. za výběr tématu práce, za ochotnou a trpělivou pomoc v průběhu jejího zpracování a za cenné rady ohledně formální úpravy práce. Dále bych chtěla poděkovat Mgr. Václavu Špillarovi, Mgr. Martinu Rackovi, Ph.D. a RNDr. Heleně Klákové, CSc. za pomoc při vlastním výzkumu v rámci práce. V neposlední řadě bych chtěla poděkovat své rodině za podporu a za umožnění studovat na vysoké škole. Tento projekt byl financován z prostředků grantů GA ČR 205/09/P135 a 210/12/0986 (D.D.).

7 SEZNAM LITERATURY

- Armienti P., Pareschi M. T., Innocenti F., Pompilio M. (1994): Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. The case of the 1991–93 Mt. Etna eruption. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 402–414.
- Avrami M. (1939): Kinetics of phase change. I. General theory. *Journal of Chemical Physics* 7, 1103–1112.
- Avrami M. (1941): Kinetics of phase change. III. Granulation, phase change, and microstructure. *Journal of Chemical Physics* 9, 177–184.
- Bellon H., Bůžek Č., Gaudant J., Kvaček Z., Walther H. (1998): The České středohoří magmatic complex in Northern Bohemia: ^{40}K - ^{40}Ar ages for volcanism and biostratigraphy of the Cenozoic freshwater formations. *Newsletters on Stratigraphy* 36, 77–103.
- Benisek A., Dachs E., Kroll H. (2010): A ternary feldspar-mixing model based on calorimetric data: development and application. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 327–337.
- Boorman S., Boudreau A., Kruger F. J. (2004): The Lower zone-Critical zone transition of the Bushveld Complex: A quantitative textural study. *Journal of Petrology* 45, 1209–1235.
- Brandon D. G., Kaplan W. D. (1999): *Microstructural Characterization of Materials*. Wiley and Sons, Chichester.
- Bryon D. N., Atherton M. P., Hunter R. H. (1995): The interpretation of granitic textures from serial thin sectioning, image-analysis and 3-dimensional reconstruction. *Mineralogical Magazine* 59, 203–211.
- Cajz V., Balogh K., Lang M., Ulrych J., Vokurka K. (1999): The České středohoří Mts.: Volcanostratigraphy and geochemistry. *Geolines* 9, 21–28.
- Cajz V., Hradecký P., Rapprich V. (2008): Geologické lokality. Dubí hora. Česká geologická služba, Praha (<http://lokality.geology.cz/134>).
- Cashman K. V. (1991): Ground crystallization of Mount St. Helens dacite, 1980–1986: a tool for interpreting magmatic processes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 431–449.
- Cashman K. V. (1993): Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 113, 126–142.
- Cashman K. V., Marsh B. D. (1988): Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization. 2. Makaopuhi lava lake. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 292–305.
- DeHoff R. T. (1991): A geometrically general theory of diffusion controlled coarsening. *Acta Metallurgica et Materialia* 39, 2349–2360.

- Delesse M. A. (1847): Procédé mécanique pour déterminer la composition des roches. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* 25, 544–545.
- Higgins M. D. (1994): Determination of crystal morphology and size from bulk measurements on thin sections: numerical modelling. *American Mineralogist* 79, 113–119.
- Higgins M. D. (1996): Magma dynamics beneath Kameni volcano, Thera, Greece, as revealed by crystal size and shape measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 70, 37–48.
- Higgins M. D. (1998): Origin of anorthosite by textural coarsening: Quantitative measurements of a natural sequence of textural development. *Journal of Petrology* 39, 1307–1325.
- Higgins M. D. (1999): Origin of megacrysts in granitoids by textural coarsening: a crystal size distribution (CSD) study of microcline in the Cathedral Peak granodiorite, Sierra Nevada, California. In: Fernández C., Castro A. (eds.): *Understanding Granites: Integrating Modern and Classical Techniques*. Geological Society London Special Publication 158, 207–219.
- Higgins M. D. (2000): Measurement of crystal size distributions. *American Mineralogist* 85, 1105–1116.
- Higgins M. D. (2002): Closure in crystal size distributions (CSD), verification of CSD calculations, and the significance of CSD fans. *American Mineralogist* 87, 171–175.
- Higgins M. D. (2002): A crystal size-distribution study of the Kiglapait layered mafic intrusion, Labrador, Canada: Evidence for textural coarsening. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 314–330.
- Higgins M. D. (2006): *Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Higgins M. D., Roberge J. (2003): Crystal size distribution of plagioclase and amphibole from Soufrière Hills volcano, Montserrat: Evidence for dynamic crystallization-textural coarsening cycles. *Journal of Petrology* 44, 1401–1411.
- Holland T., Powell R. (2003): Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 492–501.
- Howard V., Reed M. G. (1998): *Unbiased Stereology: Three-Dimensional Measurement in Microscopy*. Oxford University Press, Oxford.
- Jelínek E., Souček J., Tvrdý J., Ulrych J. (1989): Geochemistry and petrology of alkaline dyke rocks of the Roztoky volcanic centre, České středohoří Mts., ČSSR. *Chemie der Erde* 49, 201–217.
- Jerram D. A., Elliott M. T., Hunter R. H., Cheadle M. J. (1996): The spatial distribution of grains and crystals in rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 60–74.

- Jerram D. A., Cheadle M. J., Philpotts A. R. (2003): Quantifying the building blocks of igneous rocks: Are clustered crystal frameworks the foundation? *Journal of Petrology* 44, 2033-2051.
- Ketcham R. A., Carlson, W. D. (2001): Acquisition, optimization and interpretation of X-ray computed tomographic imagery; applications to the geosciences. *Computers and Geosciences* 27, 381-400.
- Kopecký L. (1978): Neoidic taphrogenic evolution and young alkaline volcanism of the Bohemian Massif. *Sborník Geologických Věd, Geologie* 31, 91-107.
- Kopecký L. (1987a): Mladý vulkanismus Českého Masívu (strukturně geologická a vulkanologická studie). *Geologie a Hydrometalurgie Uranu* 11, 3, 30-67.
- Kopecký L. (1987b): Mladý vulkanismus Českého Masívu, část 2. *Geologie a Hydrometalurgie Uranu* 11, 4, 3-44.
- Kopecký L. (1988a): Mladý vulkanismus Českého Masívu, část 3. *Geologie a Hydrometalurgie Uranu* 12/1, 3-40.
- Kopecký L. (1988b): Mladý vulkanismus Českého Masívu, pokračování. *Geologie a Hydrometalurgie Uranu* 12, 2, 3-56.
- Kopecký L. (1988c): Mladý vulkanismus Českého Masívu, část 5. *Geologie a Hydrometalurgie Uranu* 12, 3, 3-40.
- Kopecký L. (1988d): Mladý vulkanismus Českého Masívu, závěr. *Geologie a Hydrometalurgie Uranu* 12, 4, 3-40.
- Lasaga A. C. (1998): *Kinetic Theory in the Earth Sciences*. Princeton University Press, Princeton.
- Le Maitre R. W., Streckeisen A., Zanettin B., Le Bas M. J., Bonin B., Bateman P., Bellieni G., Dudek A., Efremova S., Keller J., Lamere J., Sabine P. A., Schmid R., Sorensen H., Woolley A. R. (2002): *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Lifshitz I. M., Slyozov V. V. (1961): The kinetics of precipitation from supersaturated solid solutions. *Journal of Physics and Chemistry of Solids* 19, 35-50.
- Macháček V., Šrbený O. (1970): The geochemistry of volcanic rocks of the central part of the central part of the České středohoří Mts. *Sborník Geologických věd, Geologie* 16, 7-50.
- Mangan M. T. (1990): Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times: The 1959 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44, 295-302.
- Marsh B. D. (1988): Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. Theory. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 99, 277-291.
- Marsh B. D. (1998): On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems. *Journal of Petrology* 39, 553-600.

- Marsh B. D. (2007): Crystallization of silicate magmas deciphered using crystal size distribution. *Journal of the American Ceramic Society* 90, 746-757.
- Mees F., Swennen R., Van Geet M., Jacobs P. (eds., 2003): Applications of X-ray Computed Tomography in the Geosciences. Geological Society of London Special Publication 215.
- Morimoto N. (1988): Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73, 1123-1133.
- Parsons I. (2010): Feldspars defined and described: a pair of posters published by the Mineralogical Society. Sources and supporting information. *Mineralogical Magazine*, 74, 529-551.
- Philpotts A. R., Ague J. J. (2009): Principles of Igneous and Metamorphic Petrology (2nd edition). Cambridge University Press, Cambridge.
- Randolph A. D., Larson, M. A. (1971): Theory of Particulate Processes. Academic Press, New York.
- Rapprich V. (2012): Za sokami po Čechách. Grada, Praha.
- Royet J. P. (1991): Stereology: A method for analysing images. *Progress in Neurobiology* 37, 433-474.
- Sahagian D. L., Proussevitch A. A. (1998): 3D particle size distributions from 2D observations: Stereology for natural applications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 84, 173-96.
- Saltikov S. A. (1967): The determination of the size distribution of particles in an opaque material from a measurement of the size distributions of their sections. In Elias H. (ed.): Proceedings of the Second International Congress for Stereology. Springer-Verlag, Berlin, 163-173.
- Shrbený O. (1969): Tertiary magmatic differentiation in the central part of the České středohoří Mountains. *Časopis pro Mineralogii a Geologii* 14, 285-298.
- Shrbený O. (1987): Geochemical position of the Bohemian Massif neovalcanites (Czechoslovakia) among young volcanic association. In: Kopecký L. (ed.): Proceedings of the First Seminar on Carbonatites and Alkaline Rocks of the Bohemian Massif and Regions. – Geological Survey, Praha, 93-118.
- Shrbený O. (1992): Chemistry of Tertiary alkaline volcanics in the central-western part of the Bohemian Cretaceous Basin and the adjacent area. *Časopis pro Mineralogii a Geologii* 37, 203-217.
- Shrbený O. (1995): Chemical composition of young volcanites of the Czech Republic. *Czech Geological Survey Special Papers* 4, 1-54.
- Tvrď J. (1986): Geochemistry of the dyke rocks of the Roztoky nad Labem area (České středohoří Mts., Czechoslovakia). *Acta Universitatis Carolinae, Geologica* 1985, 337-365.

- Ulrych J., Pivec E. (1997): Age-related contrasting alkaline volcanic series in North Bohemia. *Chemie der Erde* 57, 311-336.
- Ulrych J., Balogh K., Svobodová J. (2002): The source of Cenozoic volcanism in the České středohoří Mts., Bohemian Massif. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen* 177, 133-162.
- Underwood E. E. (1970): *Quantitative Stereology*. Addison-Wesley, Reading.
- Vaněčková M., Holub F. V., Souček J., Bowes D. R. (1993): Geochemistry and petrogenesis of the Tertiary alkaline volcanic suite of the Labe tectonovolcanic zone, Czech Republic. *Mineralogy and Petrology* 48, 17-34.
- Vinet N., Higgins M. D. (2010): Magma solidification processes beneath Kilauea volcano, Hawaii: A quantitative textural and geochemical study of the 1969-1974 Manua Ulu lavas. *Journal of Petrology* 51, 1297-1332.
- Voorhees P. W. (1992): Ostwald ripening of two-phase mixtures. *Annual Review of Materials Science* 22, 197-215.
- Wagner C. (1961): Theorie der Älterung von Niederschlägen durch Umlösen. *Zeitschrift für Elektrochemie* 65, 581-591.
- Zieg M. J., Marsh, B. D. (2002): Crystal size distributions and scaling laws in the quantification of igneous textures. *Journal of Petrology* 43, 85-101.
- Žežulková I. (1985): Příspěvek k petrologii žilných hornin v okolí Těchlovic v Českém středohoří. *Časopis pro Mineralogii a Geologii* 30, 303-317.